BEITRÄGE

ZUR

LANDESKUNDE

DER

LÜNEBURGER HEIDE.

INAUGURAL-DISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER DOKTORWÜRDE

DER HOHEN PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT
DER VEREINIGTEN FRIEDRICHS-UNIVERSITÄT HALLE-WITTENBERG

VORGELEGT VON

KONRAD OLBRICHT
AUS LÜNEBURG.

HALLE A. S.
1909.

BEITRÄGE

ZUR

LANDESKUNDE

DER

LÜNEBURGER HEIDE.

INAUGURAL-DISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER DOKTORWÜRDE

DER HOHEN PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT
DER VEREINIGTEN FRIEDRICHS-UNIVERSITÄT HALLE-WITTENBERG

VORGELEGT VON

KONRAD OLBRICHT
AUS LÜNEBURG.

ACAD. LUG. BAT. BIBL.

HALLE A. S.
1909.

Referent: Herr Professor **Dr. Philippson.**

Druck der Union Deutsche Verlagsgesellschaft in Stuttgart.

Meinen lieben Eltern.

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41548101_0087

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Inhaltsübersicht der ganzen Abhandlung	5
Kap. 1. Allgemeine Übersicht und Begrenzung	7
Kap. 4. Die Ilmenaumulde und das Ülzener Becken	11
Kap. 5. Die Ostheide	26
Kap. 6. Die Westheide	32
Kap. 7. Die Südheide	57
Kap. 8. Das Elbtal	63
Literaturverzeichnis	72
Lebenslauf	76

Mit Erlaubnis der Hohen Fakultät wurde nur ein Teil der Arbeit als Inauguraldissertation gedruckt. Die ganze Abhandlung erscheint unter dem Titel „Grundlinien einer Landeskunde der Lüneburger Heide“ in den „Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde“, Stuttgart, J. Engelhorn, Band XVIII, Heft 6.

Inhaltsübersicht der ganzen Abhandlung.

Kap. 1. Allgemeine Übersicht und Begrenzung. Es ist an dieser Stelle abgedruckt, ebenso die Kapitel 4—8.

Kap. 2. Der vordiluviale Untergrund. Die eiszeitlichen Schichten Norddeutschlands ruhen auf großen jungtertiären Verebnungsflächen, die stellenweise während des Eiszeitalters von neuem disloziert wurden. Diese jungen Krustenbewegungen erreichen ihr höchstes Ausmaß im Gebiete der deutschen Mittelgebirge und beschränken sich in Norddeutschland im wesentlichen auf die Hebung lokaler Horste, während der größte Teil der Verebnungsflächen hier ungestört blieb.

Kap. 3. Allgemeine Bemerkungen über das Eiszeitalter, insbesondere in Norddeutschland.

Aus den neueren Forschungen geht immer klarer hervor, daß die Eiszeit als eine Erscheinung aufzufassen ist, die gleichzeitig auf beiden Halbkugeln der Erde auftrat. Dadurch wird es ermöglicht, die eiszeitlichen Ablagerungen verschiedener Gebiete miteinander zu vergleichen. Als Ausgangspunkt dienen die nunmehr in den Grundzügen vollendeten Untersuchungen von Penck und Brückner im Alpengebiet. Es wird versucht, die norddeutschen eis-

zeitlichen Ablagerungen mit denen der Alpen zu parallelisieren, soweit dies nach dem heutigen Stande der Forschung möglich ist. Zugleich werden einige interessante Oberflächenformen Norddeutschlands — insbesondere die Endmoränen — in ihrer Entstehung unter neuen Gesichtspunkten beleuchtet. Schließlich wird eine Einteilung der Postglazialzeit gegeben, die insbesondere die Ergebnisse der pflanzengeographischen Forschungen von Schulz berücksichtigt, wodurch wesentliche Abweichungen von der bisherigen Auffassung bedingt sind.

Kap. 4. Ilmenaumulde und Ülzener Becken.

Kap. 5. Die Ostheide.

Kap. 6. Die Westheide.

Kap. 7. Die Südheide.

Kap. 8. Das Elbtal.

Kap. 9. Geologisch-morphologischer Überblick. Die in den vorhergehenden Kapiteln gewonnenen Ergebnisse werden noch einmal übersichtlich zusammengestellt.

Kap. 10. Das Klima. Die Nähe des Meeres bedingt das Klima der Heide mit seiner großen Regenmenge und den geringen Temperaturschwankungen während der einzelnen Jahreszeiten. Die höchsten Niederschlagsmengen weisen die Hügel der Westheide auf, während die östlich von ihnen gelegenen Landschaften ausgesprochene Regenschattengebiete darstellen.

Kap. 11. Die Bodenbewegungen. Diese äußern sich besonders in dem Auftreten ausgedehnter Gehängeschuttbildungen, die in ihrer Abhängigkeit von klimatischen und geologischen Faktoren besprochen werden.

Kap. 12. Die Pflanzendecke. Die Pflanzendecke tritt in mehreren natürlichen Gruppen auf, die besonders durch edaphische Faktoren — Beschaffenheit des Bodens, Grundwasserstand — bedingt sind. Die einzelnen Gruppen werden besprochen und insbesondere in ihrer Beeinflussung durch den Menschen und seine Kultur gewürdigt.

Kap. 13. Siedlungskunde. Nach einer kurzen Charakterisierung der bisherigen Ergebnisse der vorgeschichtlichen Forschung wird die Entwicklung der Siedlungen in ihrer Abhängigkeit von den natürlichen Bedingungen der Landschaft und ihrer Beeinflussung durch geschichtliche Faktoren dargelegt. Sodann wird der äußere Eindruck der Siedlungen besprochen, insbesondere ihr Einfluß auf das Landschaftsbild.

Kap. 14. Die wirtschaftlichen Verhältnisse. Diese beruhen einmal auf den natürlichen Bedingungen der Landschaft, sodann aber auch sind sie beeinflußt durch den Bedarf der großen Städte benachbarter Gebiete. Die Schnuckenzucht und Imkerei treten immer mehr gegen den Ackerbau und die Forstwirtschaft zurück. Neuerdings werden die Rieselwiesen immer mehr ausgedehnt und zugleich Fischteiche angelegt. Die Landwirtschaft der Heide liefert den größten Teil des Fleischbedarfes der großen Städte, insbesondere Hamburgs.

Kap. 15. Die Landschaft und das Volkstum.

Auf eine Darlegung der Gründe, welche die landschaftliche Schönheit der Heide bedingen, folgt die Charakterisierung des Volkstums im Anschlusse an die Landschaft. Zugleich wird die geschichtliche Entwicklung der Heide und ihr Einfluß auf die politische Stellung der Bewohner geschildert. Den Beschluß macht eine Skizzierung der in der Neuzeit einsetzenden ausgedehnten heimatkundlichen Bewegungen, die gerade in der Heide stark ausgeprägt sind.

Kapitel 1.

Allgemeine Übersicht und Begrenzung.

Die Lüneburger Heide erhebt sich als ein starkwelliges Hügelland zwischen den breiten Tälern der Aller im S und der Elbe im N. Im O grenzt sie an die wiesenreichen Niederungen der Altmark, im W an die großen, von Mooren bedeckten Flachlandschaften, die den größten Teil des Gebietes einnehmen, das zwischen Elbe und Weser unterhalb der Städte Hamburg und Verden gelegen ist. Nur im O ist die Grenze unscharf und ein sandiges Hügelland leitet über zu den Höhenzügen der Letzlinger Heide und des Fläming. Im einzelnen werden wir die Grenzen im weiteren Verlaufe dieses Abschnitts noch eingehender besprechen.

Der große Gegensatz der Heide zu den umliegenden Landschaften wird hauptsächlich dadurch bedingt, daß hier die meist aus Sanden und Geschiebesanden bestehenden glazialen Ablagerungen große Meereshöhen erreichen und wir dicht neben 150 m hohen Erhebungen Niederungen und Täler finden, die nur wenige Meter über dem Spiegel der Nordsee liegen. Dadurch wird eine starke Zertalung sehr gefördert. Wegen der beträchtlichen Meereshöhe des Gebietes tritt das Grundwasser nur in den tiefergelegenen Talböden auf und daher fehlen die weit ausgedehnten Moore und Wiesenflächen, welche die benachbarten Landschaften auszeichnen. So war die Heide bis in die Mitte des vorigen Jahrhunderts vorwiegend mit endlosen Heidekrautflächen bedeckt, die ihr auch den Namen gegeben haben. Nur vereinzelt bildeten sich auf Lehmböden kleine Waldungen, deren Baumwuchs jedoch wegen der nahrungsarmen Böden und der starken, fast das ganze Jahr hindurch wehenden Westwinde nur ein kümmerlicher war. Wo in den Tälern das Grundwasser hervortritt, bildeten sich Wiesen, an stark versumpften Stellen begleiten auch Grünlandsmoore die Flüsse. Nur vereinzelt finden wir an solchen Stellen, wo geschlossene Hohlformen noch nicht von der Zertalung angeschnitten sind, auch Hochmoore. Durch das Eingreifen des Menschen ist gerade in den letzten Jahrzehnten die Pflanzendecke der Heide wesentlich verändert worden. Große Heidekrautflächen wurden mit Kiefern aufgeforstet und durch die so eingeleitete natürliche Besamung vergrößert sich auch der Anflugwald schnell. Seitdem die Landwirtschaft es vermag, den Boden durch künstliche Zufuhr von Nährstoffen zu verbessern, breitet sich auch das Ackerland immer weiter aus. Ebenso schreitet die Vergrößerung der Rieselwiesen schnell weiter.

Die Tierwelt der Heide ist wissenschaftlich noch so wenig untersucht, daß ich mir ein genaueres Eingehen darauf versagen muß. Ich ver-

weise jedoch auf die schöne Zusammenstellung von Löns (140). Bemerkenswert ist die ausgesprochene Wildarmut der Wälder, die durch ihre künstliche Enstehung bedingt ist. Auch die Armut der Vogelwelt fällt an vielen Stellen auf. Von nutzbaren Tieren war lange Zeit nur die Heidschnucke erwähnenswert, ihre Zahl ist jedoch neuerdings in starkem Schwinden begriffen, seitdem der Mensch andere Nutztiere, insbesondere Rinder, Pferde, Schweine und Federvieh eingeführt hat. Die Fischzucht ist dank der Anlage von Fischteichen in starkem Wachstum begriffen. Elbe und Aller waren von jeher reich an Fischen. An der Elbe weisen Namen wie Fischbeck und Hitzacker (slawisch wurden Fischerdörfer chyz oder hyz genannt) darauf hin. Auch die größeren Heideflüsse sind fischreich, wie mehrere Namen (Lachte, Lachtehusen, Lachendorf) andeuten. Doch genügte der natürliche Fischreichtum dem Bedarf nicht und von jeher wurden Fische aus Hamburg eingeführt. Die weite Ausdehnung der Heidekrautflächen begünstigt ein reiches Insektenleben, besonders nennen wir die Bienen, die den bekannten Heidehonig liefern. Mit der zunehmenden Vergrößerung der Kiefernwälder haben sich auch hier Wandlungen vollzogen. Die Bienenschwärme nehmen neuerdings stark ab. Der Borkenkäfer und die Nonne treten dagegen immer zahlreicher auf und vernichten auch in der Heide oft manchen Waldbestand (1908 Munster und Sellhorn).

Die ältesten Bewohner der Heide trieben auf den wenigen Lehmböden Ackerbau, die Heidekrautflächen waren fast unbewohnt und wurden zu Schafweiden benutzt. Die Solquellen von Lüneburg und Soltau lockten wohl schon seit vorhistorischen Zeiten zahlreiche Siedler, doch von eigentlichen Ortschaften können wir erst seit der Zeit Karls des Großen reden. Um Klöster und Grenzburgen wuchsen damals kleine Städte heran, die jedoch unbedeutend blieben, wenn nicht — wie bei Lüneburg — eine günstige Verkehrslage hinzutrat. Lange Zeit konzentrierte sich das städtische Leben nur in Lüneburg, das an Stelle des 1189 zerstörten Bardowiek trat. Hier allein wurden auch die Schätze des Bodens, wie die Solquelle, Gips- und Kalklager, in größerem Maßstabe ausgenutzt. Erst später wurde durch fürstliche Gunst Celle eine größere Stadt. Der Bau von Eisenbahnen schuf als Knotenpunkte Ülzen und Soltau in ihrer heutigen Gestalt und nach Vereinigung Hannovers mit dem großen Staate Preußen wuchs Harburg als Hafen und Brückenkopf von Hamburg schnell zu der größten Stadt der Heide heran. Die übrigen Siedlungen sind heute noch klein geblieben. Keine erreicht 5000 Bewohner. Im 19. Jahrhundert vermehrte sich die Bevölkerung schnell, da große Heidekrautflächen in Ackerland umgewandelt wurden, zugleich damit wuchsen auch kleinere Siedlungen als Marktplätze für ihre Umgebung heran. Erst im 19. Jahrhundert begann die Ausbeutung der Kieselgurlager und der Erdölschätze bei Celle. So hat sich heute schon um Celle ein kleines Industriegebiet entwickelt, während die Kieselgur meist außerhalb des Landes verarbeitet wird. Die Industrie ist im allgemeinen noch unbedeutend geblieben. Der zunehmende Waldreichtum hat neuerdings viele Sägemühlen ins Leben gerufen, hingegen sind die Hoffnungen, die man früher auf die Ausbeutung der Kalisalze setzte, sehr enttäuscht worden. Von den großen zurzeit bestehenden Werken fällt nur ein einziges (Oldau bei Celle) in das Gebiet

der Lüneburger Heide und die wenigen vorhandenen Werke können den Bedarf noch auf Jahre hinaus decken.

Nach diesen einleitenden Worten wenden wir uns zu der Begrenzung der Lüneburger Heide. Das Gebiet derselben ist bisher noch nicht abgegrenzt worden, da eingehende morphologische Arbeiten fehlten. Penck (48) rechnet in seiner Länderkunde des Deutschen Reiches das ganze Gebiet zwischen der unteren Elbe und Weser-Aller bis an die Nordsee zur Lüneburger Heide und begrenzt sie im O durch das Elbtal zwischen Magdeburg und Wittenberge. Das ist sicher zu weit gegangen, denn die von ihm gewählte Umgrenzung faßt eine Reihe von Landschaften zusammen, die sich morphologisch, geologisch und physiographisch ganz verschieden verhalten. Schon Linde (39) weist (S. 8) darauf hin, doch auch die von ihm gewählte Begrenzung ist nicht glücklich, da er die Heide bald nach floristischen, bald nach allgemein geographischen Gesichtspunkten begrenzt. So fällt bei ihm das ganze Hügelland im O der Ilmenau schon aus den Grenzen der Lüneburger Heide, deren Ausdehnung so über Gebühr eingeschränkt wird. Feste, scharf umrissene Grenzen lassen sich nur dann ziehen, wenn wir einheitliche Gesichtspunkte vorwalten lassen, und da die Grenzen von floristischen Zonen oder auch von Völkerschaften meist schwankend sind, indem sich breite neutrale Übergangsgebiete einschieben, so ziehen wir Grenzen auf Grund morphologischer Erwägungen. Wir fassen dann Gebiete zusammen, die gewisse einheitliche Züge in ihren Oberflächenformen besitzen und deshalb — bei geringer Erstreckung — auch infolge des Vorwaltens bestimmter klimatischer und floristischer Faktoren einheitliche Züge im Landschaftsbilde aufweisen, die sie deutlich unterscheiden von benachbarten Gebieten. Die Bevölkerung solcher Gebiete wird denn auch gewisse individuelle Eigentümlichkeiten zeigen wenn auch diese — meist durch die nivellierende Kultur der Neuzeit — mehr und mehr verschwinden und abblassen. Wir fassen als Lüneburger Heide das stark wellige Hügelland zusammen, das sich ringsum deutlich abhebt von flacheren und niedriger gelegenen Landschaften. Im S fällt die Heide mit einem Erosionssteilrand von wechselnder Höhe und Ausbildung ab gegen die flachen, meist mit Wiesen, Sümpfen und Kiefernwäldern bedeckten Niederungen des Allertales. Deutlich ist ebenfalls die Westgrenze ausgeprägt. Vom Steinberg — nördlich von Verden — verläuft sie zuerst nach O bis in die Gegend von Neuenkirchen, um dann nach N umzubiegen. Anfangs heben sich auch hier die Hügellandschaften der Heide deutlich ab gegen die Verebnungsflächen des westlichen Vorlandes, weiter im N wird dieser Übergang verschwommen, so daß wir hier am besten das Estetal als westliche Begrenzung nehmen. Dieses westliche Vorland mit seinen moorbedeckten Niederungen fassen wir am besten als „nordhannöversche Moorlandschaft“ zusammen. Das sind weite, von Schmelzwässern der Gletscher verebnete Flächen, über die sich hier und da kleine inselartige Hügel erheben, nämlich die von der allgemeinen Abtragung verschonten Gebiete. Ich darf hier vielleicht erwähnen, daß ich denselben Landschaftstypus auch im W von Schleswig-Holstein wieder gefunden habe. Die Nordgrenze der Heide wird von dem sich in großen Bogen dahinziehenden Elbtal gebildet. Wir müssen dieses in die Betrachtung der Heide mit einbeziehen, weil die in ihm entwickelten morpho-

logischen Phänomene sich ohne eine Betrachtung des Hinterlandes nicht erklären lassen und auch die Siedlungsgeschichte die Abhängigkeit beider Gebiete von jeher gezeigt hat. Denn der ehemalige Bardengau umfaßte auch den größten Teil des unteren Elbtales, in diesem lag auch seine Hauptstadt Bardowiek und erst jenseits desselben begann das Gebiet anderer Stämme. Im Mittelalter gehörte das Elbtal zum Herzogtum Lüneburg und kam mit diesem erst an Hannover, später an Preußen. Erst jenseits des Elbtales beginnen auch heute Schleswig-Holstein und Mecklenburg. Im O verbreitert sich das Elbtal zu den breiten Niederungen der Altmark und des Wendlandes. Hier verläuft die politische Grenze vollkommen unabhängig von der natürlichen und ist nur durch eine komplizierte geschichtliche Entwicklung zu verstehen (vgl. Bismarck, Gedanken und Erinnerungen, Bd. I, S. 324.) Die breiten flachwelligen Höhenrücken der Ostheide bildeten ehemals die breiten Grenzstreifen zwischen den Slawen und Barden (später Sachsen). Die natürliche Westgrenze der Slawen hörte da auf, wo die zertalten Höhenrücken der Heide an die Niederungen der Altmark grenzen; das politisch zu Hannover gehörende Wendland können wir nicht mehr der Heide zurechnen. Die südöstliche Grenze der Heide ist stellenweise schwer zu ziehen, weil eine allmähliche Abdachung zur Altmark überleitet. Wir wählen daher die 60 m-Isohypse als östliche Grenze, ohne damit definitiv eine bestimmte Grenzlinie festlegen zu wollen. Noch schwieriger wird die Begrenzung weiter südlich. Hier schiebt sich in der Fortsetzung der Heide ein sandiger Höhenrücken weit nach O vor, mit Heidekraut und Kiefernwaldungen bedeckt, ähnliche Landschaftsbilder wie die Heide bietend. Linde gibt hier die Ostgrenze der Heide entlang dem Isetal. Ich rechne hingegen die im O desselben liegenden Wittinger Berge noch zur Heide und ziehe die Ostgrenze durch das tief eingeschnittene Jeetzeltal. Das im O desselben beginnende, schon kurz charakterisierte Hügelland, welches in den Hellbergen Höhen von 160 m erreicht und im O vom Elbtal begrenzt wird, fassen wir am besten unter dem Namen „Letzlinger Heide" zusammen. Es fällt schon außerhalb des Rahmens der vorliegenden Arbeit.

Das so als „Lüneburger Heide" umgrenzte Gebiet erhebt sich — wie schon gesagt — als ein welliges Hügelland über die Flachlandschaften der Umgebung und setzt sich nur im SO in ähnlich gebauten Landschaften fort, zu denen — nach der Unterbrechung durch das Elbtal — auch der Fläming gehört. Hier wird — infolge des kontinentaleren Klimas — die Bewachsung schon eine andere und die Oberflächenformen sind bedingt einerseits durch diese Art der Bewachsung, anderseits durch die größere Höhenlage der umliegenden Täler, so daß die Zertalung dieses Höhenrückens weniger intensiv ist als in der Lüneburger Heide.

Im Gebiet der Heide können wir nun einige Einzellandschaften unterscheiden. Es sind dies: die Ilmenaumulde, das Ülzener Becken, die Ostheide, die Westheide, die Südheide und das Elbtal. Die genaueren Grenzen dieser Einzellandschaften werde ich bei der näheren Charakterisierung derselben geben. Unser Gebiet fällt politisch etwa mit dem Regierungsbezirk Lüneburg zusammen. Eine eingehendere siedlungskundliche Arbeit müßte allerdings eine genauere Berechnung derjenigen Landesteile vornehmen, die auch in die gegebenen physiographischen Grenzen der Heide

fallen. Ich habe mich in dieser Arbeit darauf beschränkt, bei den von mir gegebenen statistischen Nachweisen die Kreise Burgdorf, Lüchow und Dannenberg nicht mit einzubeziehen und das Allertal siedlungsgeographisch der Heide zuzurechnen, da gerade neuerdings starke Wirtschaftsbeziehungen beide Gebiete verknüpfen. Es handelt sich hier um rohe Abrundungen, die trotzdem das tatsächliche Bild nicht wesentlich verschieben dürften.

Kapitel 4.

Die Ilmenaumulde und das Ülzener Becken.

Wir beginnen unsere Betrachtungen mit denjenigen Landschaften, die sich um das Ilmenautal, die Hauptentwässerungsader der Heide, gruppieren. Einen Überblick über den Formenschatz dieser Gebiete gibt uns eine Aussicht vom Kalkberg bei Lüneburg. Wir blicken herab auf ausgedehnte ebene Flächen, die in der Nachbarschaft des Ilmenautales in ein hügeliges Relief aufgelöst erscheinen und stellenweise von Bodenerhebungen überragt werden, die im Timeloberg und Klötzenberg Höhen von 78 m erreichen. Im N fallen diese ebenen, hier und da von isolierten Erhebungen überragten Gebiete mit einem stellenweise über 30 m hohen Steilrande gegen das nur 5 m hoch gelegene Elbtal ab, im S, W und O steigt das Land dagegen langsam an. Aus den ebenen Flächen entwickelt sich ein immer mehr ansteigendes welliges Relief, und dieses leitet über zu den Höhenzügen, deren blaugraue Silhouetten sich im S, W und O am Horizonte entlangziehen. Diese ebenen Flächen setzen sich — nach einer kurzen Unterbrechung durch einige Hügelketten — im S in der flachen Landschaft fort, als deren natürlicher Mittelpunkt Ülzen anzusehen ist. Diese ebenen, zwischen wellige Hügelländer eingeschalteten Gebiete nenne ich die Ilmenaumulde und das Ülzener Becken. Beide werden durch die schon erwähnte Hügelschwelle getrennt, die im Eschenberg mit 109 m Höhe kulminiert. Im Durchschnitt erreicht das Ülzener Becken 60, die Ilmenaumulde 50 m Meereshöhe, nur vereinzelte isolierte Hügel haben Höhen von 90 m.

An dem Aufbau beider Gebiete beteiligen sich fast ausschließlich diluviale Schichten. Nur bei Lüneburg erhebt sich im Kalkberg — dessen tektonische Stellung wir im 2. Kapitel schon besprachen — das ältere Gestein bis zu Höhen von 66 m und ist so auch von einiger landschaftlicher Wirkung ähnlich dem Gipsfelsen von Segeberg. G. Müller berichtet bei der geologischen Aufnahme des Blattes Lüneburg (37, S. 121) nur von den Ablagerungen einer Eiszeit. Es haben sich jedoch neuerdings auch Ab-

lagerungen einer älteren Eiszeit nachweisen lassen, die bei der interglazialen Hebung des Lüneburger Horstes in ein höheres Niveau rückten und dann zum größten Teil in die Ablagerungen der jüngeren Eiszeit verfrachtet wurden. Es sei hier auch gleich bemerkt, daß oberflächlich in der Heide nur die Schichten von zwei Eiszeiten anstehen, von denen ich die jüngere mit der alpinen Würmeiszeit, die ältere mit der Rißeiszeit parallelisiert habe. — Auch Gagel (60, S. 165 u. 271) berichtet bei seinen neueren Begehungen von stark verwitterten älteren diluvialen Schichten, die sich nesterartig in der Kreide eingefaltet finden und vom jüngeren Diluvium diskordant überlagert werden. In zahlreichen neueren Aufschlüssen sind die Bildungen des älteren Diluviums gut aufgeschlossen. So lagern in der großen Kiesgrube auf dem Wege von Lüneburg nach Hasenburg unter den Geschiebesanden und geschichteten Sandrschichten der Würmeiszeit feuerrote, stark verwitterte Sande der Rißeiszeit und stellenweise auch Reste des Rißgeschiebemergels. Diese älteren Bildungen sind stark gefaltet — wahrscheinlich durch glazialen Druck, denn schon die Rißmoränen scheinen horizontal zu lagern — und werden von den jüngeren Bildungen diskordant überlagert. Die Schichten der Rißeiszeit — meist kenntlich an ihrer feuerroten Farbe, die in starkem Kontrast zu den meist schneeweißen Würmsanden steht — stehen in zahlreichen Kiesgruben der näheren Umgebung von Lüneburg an und sind oft in jüngere Schichten verlagert. Die feuerrote Färbung dieser älteren Schichten — die sich durchaus nicht auf die Gegend von Lüneburg beschränkt, sondern für die Rißsande der ganzen Heide charakteristisch zu sein scheint — ist von großem Interesse, denn sie zeigt an, daß im Riß-Würm-Interglazial ein sehr heißes Klima herrschte, das die Bildung von Eisenoxyden von mehr als 2 m Mächtigkeit stark begünstigte, während wir trotz der langen Dauer der Post-Würmzeit ähnliche Erscheinungen an Würmschichten nicht beobachten können. Die Einfaltung der stark verwitterten Rißmoränen in die Kreide, ihre starke Abtragung während der Würmeiszeit und endlich das Vorhandensein von zahlreichen, mit älteren Moränen ausgefüllten Verwerfungsspalten in den Kreideschichten, spricht dafür, daß in der Umgebung von Lüneburg in der Riß-Würm-Interglazialzeit starke Krustenbewegungen stattfanden, die sich in diesem Maßstabe in der Post-Rißzeit nicht mehr fortsetzten, da die Würmbildungen fast immer ungestört liegen. Einen Ausnahmefall werden wir noch erwähnen. Bei Lüneburg war eine Zeitlang ein Torflager aufgeschlossen, dessen Flora den Charakter der Tundra trug und das anscheinend unter dem Einflusse des vorrückenden Inlandeises der Würmeiszeit entstand. G. Müller (70) rechnet es zum Präglazial, wogegen ich es in das Interglazial, und zwar in dessen letzte Phase stelle, da es nicht in dem Maße gestört ist, wie die Rißmoränen und Sande. Da nun dieses Torflager mit dem starken Winkel von 20° gegen W einfällt, so haben nach seiner Entstehung sich Krustenbewegungen vollzogen. Nach analogen Beobachtungen auf Rügen (111), wo die interglazialen Tone ebenfalls noch gefaltet sind, ist es nicht ausgeschlossen, daß sich diese Krustenbewegungen noch vor Ablagerung der Würmmoränen vollzogen haben, obwohl wir damit nicht ausschließen wollen, daß sie auch in noch jüngere Zeiten fallen. Neuerdings ist mir eine ganze Reihe von Stellen bekannt geworden, an denen der Rißgeschiebe-

mergel ansteht. Es ist nicht Aufgabe meiner Arbeit, diese Stellen im einzelnen zu beschreiben, ich verweise daher auf die dieser Arbeit beigegebene Übersichtskarte, welche die Verbreitung dieser älteren Bildungen leicht überblicken läßt. Es ergibt sich aus den Beobachtungen ein allmähliches Ansteigen der älteren Schichten nach S hin. Dieselben Schichten, die bei Lüneburg und Mechtersen in 12 m Höhe noch nicht angetroffen sind, finden wir bei Melbeck und Deutsch-Evern schon in 20 m, bei Bienenbüttel in 30 m, noch weiter südlich schon in 50 m Meereshöhe. Als interglazial sind mehrere Bildungen zu deuten, die zum Teil Dammer (55) beschrieb. Bei Scharnebeck liegen unter den Würmbildungen mehr als 20 m mächtige Tone, die von stark verwitterten Kiesen — anscheinend Äquivalenten der schon zitierten Bildungen — unterlagert werden und vielleicht der in Holstein sehr verbreiteten marinen Stufe des Riß-Würm-Interglazials entsprechen. Bei Weste erbohrte ein Brunnen im Gehöfte des Herrn Fiedler in einer Tiefe von 10,5 m blaue Kalke in einer Mächtigkeit von 21 m. Sie entsprechen den von Dammer in dem schon erwähnten Aufsatze besprochenen interglazialen Kalken, die auch eine gemäßigte Lebewelt enthalten. Die Rißmoränen und Riß-Würm-Interglazialschichten treten nur am Rande tief eingeschnittener Täler oder in hinreichend tiefen Aufschlüssen entgegen. Es ist sehr wahrscheinlich, daß sie eine sehr wellige Oberfläche bildeten.

Viel besser sind die Bildungen des oberen Diluviums — in unserem Falle der Würmeiszeit — aufgeschlossen. Ihre Mächtigkeit, die sich meist nur aus Kombinationsprofilen ermessen läßt, ist sehr verschieden. Im nördlichen Teile der Ilmenaumulde beträgt sie mehr als 50 m, nach S zu wird sie immer geringer und sinkt in dem Höhenzuge, der die Ilmenaumulde vom Ülzener Becken trennt, stellenweise auf weniger als 5 m, um erst im Ülzener Becken wieder größere Beträge zu erreichen. Die jungdiluvialen Schichten werden zum größten Teil aus mächtigen Sanden, Tonen und Kiesen gebildet, die eine sehr variable Schichtenfolge zusammensetzen, die oft auf geringe Entfernungen große Differentiierungen aufweist. Ihre Bildung erfolgte beim Anrücken des Inlandeises und wurde offenbar dadurch beeinflußt, daß im S das interglaziale Relief bedeutend anstieg und die Bildung eines — oder mehrerer — glazialen Staubeckens zuließ. Als feinste Ausschlämmprodukte der in den unteren Eisschichten mitgeführten Grundmoränen entstanden Bändertone. Diese nehmen jedoch durchaus keinen bestimmten Horizont ein, sondern erscheinen bald in höheren, bald in tieferen Lagen, stellenweise fehlen sie auch auf weite Strecken. Auch ihre Zusammensetzung schwankt, sie sind bald mehr sandig, bald mehr tonig ausgebildet und bei Lüneburg verraten ihre bunten Farben, daß sie aufgearbeiteten Keupermergeln und Tertiärtonen ihre Entstehung verdanken. Den weitaus größten Teil dieser Schichtenfolge nehmen Sande ein, die oft sogar die übrigen Bildungen ganz verdrängen. Meist zeigen sie eine horizontale Schichtung, was ihre Bildung in dem Staubecken erklärt; an anderen Stellen finden wir auch die Diagonalschichtung vorherrschend, sie weist auf lebhaft fließende Schmelzbäche hin, die dem Eisrande entströmten. An einigen Stellen sind diese Sande außerordentlich reich an Glimmer und wurden daher oft für Tertiär gehalten, an anderen Stellen sind sie feuerrot gefärbt und bestehen aus

aufgearbeiteten älteren Sanden und Kiesen. In den oberen Lagen stellen sich auch zahlreiche Kieslagen ein, die auf Gletscherbäche von starker Transportkraft, also großer Eisnähe, hindeuten. Große Blöcke inmitten der geschichteten Sande deuten auch auf schmelzende Eisberge hin. Der Eisrand rückte anscheinend nicht unausgesetzt vor, oft überwog das Abschmelzen das Vorrücken, diese Schwankungen äußern sich in dem starken Wechsel der Korngröße; es überwiegen bald feine Tone, bald auch Kiese. Die großen Kiesgruben bei Mechtersen und Ochtmissen zeigen, daß die Unterkante dieser Schichten etwa 5 m über Normalnull liegt. Da ihre Oberkante oft 40—50 m hoch liegt, ergibt sich daraus eine Gesamtmächtigkeit von 35—45 m. Weiter nach S zu nimmt ihre Mächtigkeit in dem Maße ab, wie die interglaziale Oberfläche ansteigt. Eine Bohrung bei Altenmedingen traf sie 15 m, eine solche bei Weste sogar nur noch 4 m mächtig an. Die Stellung dieser Sande ist nach der Literatur noch eine unbestimmte. Einige rechnen sie der Abschmelzperiode der vorletzten Eiszeit (Riß), andere sogar der Interglazialzeit zu, noch andere fassen sie als Sandr der letzten Eiszeit auf. Diese Unentschiedenheit beruht auf einer Verkennung der bedeutenden Unterschiede, die zwischen vorrückenden und abschmelzenden Gletschern vorhanden sind. Ich habe im Verlaufe dieser Arbeit zu beweisen gesucht, daß es Sandr der abschmelzenden Gletscher überhaupt nicht gibt und derartig bedeutende Sandkomplexe nur bei vorrückenden Gletschern gebildet werden. Diese Stellung beweist bei Lüneburg außerdem ihre Lagerung unter den Würmmoränen und über den Bildungen, die im Riß-Würm-Interglazial verwitterten. Ich habe daher diese Sande, die immer das Liegende der Würmmoränen bilden, als obere Sandrformation bezeichnet, dieser Namen deutet sowohl ihre Stellung, wie auch ihre Entstehung an. Über diesen Sandrschichten breiteten später die Gletscher ihre Grundmoräne aus. Es ist nicht meine Aufgabe, hier die Entstehung der Grundmoräne eingehend zu diskutieren, da diese im allgemeinen nunmehr bekannt ist. Einige wichtige Erscheinungen werde ich im Verlaufe der Arbeit noch besprechen, im übrigen verweise ich auf die Zusammenfassung von Wahnschaffe (16, S. 115) und die Bemerkungen, die ich schon im 3. Kapitel darüber gemacht habe. Die Mächtigkeit der Grundmoräne ist sehr schwer anzugeben, da durch die postglaziale Erosion die Geschiebemergeldecke zum größten Teil abgetragen wurde und nur noch in großen Fetzen vorhanden ist. Zugleich ist es meist auch unmöglich, die Verlagerungen zu eliminieren, welche die postglazialen Bodenbewegungen bedingt haben. So sind wir auch hier zumeist auf Schätzungen angewiesen. Bei Kirchgellersen liegt die Basis des Geschiebemergels 45 m hoch, darunter folgen Sande und Tone der oberen Sandrformation. Weiter nördlich liegen die großen Lehmgruben (auf der Karte fälschlich Kiesgruben) der Dachtmissener Heide. In dem 4 m tiefen Aufschlusse ist die Basis des Geschiebemergels noch nicht erreicht, seine Oberkante liegt etwa 58 m hoch. Wir schließen daher auf eine Gesamtmächtigkeit von etwa 15 m. Diese nimmt im S stark zu, denn bei Altenmedingen ist der Geschiebemergel 25 m, bei Himbergen 23,5 m mächtig. Weiter im S nimmt sie wieder stark ab und erreicht in der Hügelkette, die Ilmenaumulde und Ülzener Becken trennt, im Höchstfalle 4 m, dies geht z. B. aus zahlreichen Flachbohrungen hervor, die ich in der

Gegend von Weste machte. Bei Lüneburg bildet die Grundmoräne eine Lokalfazies, indem sie hier bunte Keupermergel und Kreideschichten aufgearbeitet hat. An anderen Stellen ist sie mit Tonschollen durchspickt, in den Gebieten im SW von Lüneburg bestehen annähernd 50% der Grundmoräne aus Tonen, die beim Überschreiten des Lüneburger Horstes abgetragen wurden. Derartige Schollen können oft große Mächtigkeiten erreichen, wie von 19,5 m bei Himbergen. Da sie bei der oft mechanisch erfolgenden Kartierung als Ton bezeichnet werden, ergeben sich nicht selten stratigraphische Fehler, die oft den Bau einer Gegend unnötig zu komplizieren scheinen. Zum ersten Male versuchte es Gagel, auf den Blättern Ratzeburg und Mölln derartige Tone als eine Fazies des Geschiebemergels auszuscheiden, um so einen Überblick zu erleichtern. Hoffentlich findet dieses Verfahren bald auch Nachahmung bei anderen kartierenden Geologen. Es kann der Wissenschaft nur dienlich sein, aufgearbeitete — also nicht anstehende — Tone mit einer besonderen Signatur zu bezeichnen.

Oberflächlich steht der Geschiebemergel nicht an. Er ist in Lehm und Geschiebesand umgewandelt. Wir kommen darauf noch zurück. Wie das Abschmelzen, so findet auch das Vorrücken der Gletscher nicht kontinuierlich statt, sondern wird von Phasen unterbrochen, in denen das Abschmelzen überwiegt. Solche Phasen ergaben sich aus der Betrachtung der oberen Sandrformation, deren variable Schichtenfolge sich zum großen Teil daraus erklären läßt. Rückt nach einer Phase überwiegender Abschmelzung das Eis von neuem vor, so staucht es oft das Vorland auf. Später aber gleitet es über diese Wälle und schleift sie ab. Es gibt eine Fülle von Aufschlüssen, wo wir diese steil aufgepreßten Schichten der Sandrformation sehen können, oberflächlich oft messerscharf abgeschnitten und vom Geschiebemergel überlagert. Das Falten der Sande setzt voraus, daß diese in lockerem Zustande aufgepreßt wurden. In anderen Aufschlüssen sehen wir die Schichten der Sandrformation in mehrere große Blöcke verworfen und die dazwischenliegenden Teile von anderem Material, meist Kiesen, ausgefüllt. Besonders einige Aufschlüsse bei Ochtmissen und Vögelsen zeigten dies Phänomen sehr gut. Die Sande haben sich hier wie festes Gestein verhalten, obwohl sie heute wieder ganz locker erscheinen, und Spuren eines verkittenden Bindemittels jetzt fehlen. Solche Erscheinungen lassen sich nur mit einem bis zu großen Tiefen durchfrorenen Untergrunde erklären. Das stimmt überein mit Beobachtungen, welche wir an anderen Aufschlüssen machen können. Hier erscheinen oft die unteren Schichten wie gebändert durch großen Druck, während weiter nach oben diese Bänderung nicht mehr zu sehen ist. Die unteren Partieen des Geschiebemergels waren also schon durchfroren und zur Ruhe gekommen, während sich die oberen noch weiterbewegten. Wenn wir sehen, wie die liegenden Sande steilgestellt und nachher vom Gletscher abgehobelt wurden, so geht daraus hervor, daß solche Schichten später auch durchfroren und in den Geschiebemergel verschleppt wurden. So können leicht sehr variable Schichtenfolgen von Sanden und Geschiebemergeln entstehen. Solche Schichtenfolgen verdanken durchaus nicht ihr Vorhandensein sogenannten Oszillationen, sondern sind das Endprodukt sehr komplizierter Aufarbeitungsvorgänge.

Die große Mannigfaltigkeit derartiger Erscheinungen zeigt, wie unrichtig es oft ist, auf räumlich beschränkten Gebieten gemachte Beobachtungen zu verallgemeinern, wie notwendig dagegen, solche sehr variable Schichtenreihen als Komplikationen der normalen Erscheinungsweise aufzufassen.

Das heutige Landschaftsbild wird wesentlich bestimmt durch die tief eingeschnittenen Täler. Wenn wir diese eliminieren, so finden wir, daß sie eingeschnitten wurden in ein Relief, welches von zwei scharf getrennten Hauptformen beherrscht wird. Im O des Ilmenautales finden sich vorwiegend flache Landschaftsformen mit einer deutlich ausgesprochenen Neigung gegen SW. Im N von Melbeck greifen diese Landschaftsformen auch auf die westliche Ilmenauseite herüber und erstrecken sich an einigen Stellen beinahe bis an das Luhetal. Inselartig ragen öfters kleine Hügel über die ebenen Flächen, bei Himbergen und Kirchgellersen erscheinen zwei Mulden in dieselben gesenkt. Im SW umfassen diese ebenen Flächen drei isolierte Hügelgruppen, die sich als niedrige Vorkulisse zwischen die Ilmenaumulde und die Hügelketten weiter im S einschieben. Wir wollen diese noch zur Ilmenaumulde rechnen, da sie rings von den ebenen Flächen dieser Landschaft umfaßt werden, während tiefe Talungen sie von den südlichen Hügeln trennen. In diesen isolierten Hügelgruppen — dem Salzhausener Wald im W der Luhe, dem Rauhen Berge im S von Kirchgellersen und dem Grünhagener Wald im W von Bienenbüttel — erreicht die Ilmenaumulde ihre größten Höhen mit 93, 86 und 83 m. In der Gegend von Bevensen setzen sich diese Hügel im O der Ilmenau in einem flachen Höhenzuge fort, der Höhen von 72 m erreicht. Diese verschiedenartigen Landschaftsformen sind durch eine verschiedene Entstehung bedingt. Wir versuchen es, zuerst eine Erklärung der ebenen Gebiete zu geben.

Wir glauben, daß glaziale Schmelzwässer zuerst große Flächen bis auf die vereinzelten Erhebungen verebneten und daß aus diesem primären Relief eine jüngere Zertalung zum Teil wellige Formen geschaffen hat. Die Richtigkeit dieser Annahme ergibt sich uns, wenn wir die Entstehung des Ilmenautales betrachten, das eine reiche Geschichte durchlaufen hat, ehe es sich bis zur heutigen Tiefe einschnitt. Diese Probleme sind trotz der Aufnahme einiger Blätter der geologischen Karte noch nicht berührt, teils weil der Feldgeologe, der mechanisch aus dem Landschaftsbild herausgegriffene Gebiete kartiert, nicht leicht einen zusammenhängenden Einblick in diese Erscheinungen bekommt, die bald hier, bald da in einem größeren Gebiete auftreten und sich nur aus dem Zusammenhang erklären lassen; teils aber auch darum, weil sie nur durch eine morphologische Betrachtungsweise erklärt werden können. Aber auch der Morphologe hat mit großen Schwierigkeiten zu kämpfen, denn das lockere Material, welches die Landschaft aufbaut, gestattet nicht die Erhaltung älterer Talformen in dem Maße, wie wir es in Gebieten sehen, wo festes Gestein ansteht. Das Ilmenautal schneidet sich außerdem zum größten Teil in die Schichten der Sandrformation ein, so daß es auf rein geologischem Wege fast unmöglich ist, Erosionsterrassen von Akkumulationsterrassen zu unterscheiden. Nur theoretische Betrachtungen im Verein mit einer zusammenhängenden Bearbeitung können hier Ergebnisse zeitigen. Wenn daher den nun folgenden Untersuchungen eine gewisse Unvollkommenheit anhaftet, so darf dies durch die angeführten Tatsachen vielleicht entschuldigt werden. Das

heutige Ilmenautal hat eine reiche Geschichte durchlaufen, die wir in einzelnen Phasen schon beschreiben können. Es erscheint in einen ältesten Talboden eingesenkt, der etwa 4 km breit ist und an mehreren Stellen beobachtet werden kann, so auf dem Wege von Deutsch-Evern nach Wendisch-Evern und im Neuen Gehege im S von Deutsch-Evern. Dieser älteste Talboden ist etwa 15 m in die erwähnten Ebenheiten eingeschnitten und erhebt sich 25 m über der heutigen Ilmenau. Stellenweise finden wir auf ihm inselartige Erhebungen. Dieser Talboden stellt also eine älteste Stillstandsphase der Vertiefung des Ilmenautales dar, die im Anschluß an die Entstehung des Elbtales erfolgte. Hin und wieder finden sich auch Spuren von Terrassen in noch größeren Höhen. Da diese jedoch in keinem Zusammenhange zu stehen scheinen, handelt es sich wahrscheinlich um Mäanderterrassen, die leicht auch bei allmählicher, nicht durch Ruhepausen getrennter Vertiefung entstehen können. In diesen ältesten, nur noch in Rudimenten vorhandenen Talboden schneiden sich jüngere Täler ein. Der Voßberg bei Melbeck erhebt sich über ein deutlich bogenförmig verlaufendes Trockental als Umlaufberg. Es lassen sich noch mehrere ähnliche Trockentäler nachweisen, die zum Teil in derselben Höhe wie Terrassenreste liegen und sich deutlich zu einem bogenförmig verlaufenden älteren Ilmenautal zusammenfassen lassen, das etwa 15 m über dem heutigen Flusse liegt. Diese Täler zeigen uns, daß ein in großen Bögen mäandrierender Fluß in den ältesten Talboden eingesenkt wurde und nochmals eine Pause der Eintiefung eintrat. Von neuem senkte sich die Erosionsbasis. Das Ilmenautal wurde bis zu seiner heutigen Tiefe eingeschnitten und die älteren Talböden blieben zu beiden Seiten des allmählich gerader verlaufenden Tales als Trockentäler liegen, die von Umlaufbergen überragt werden. In diesem Tal wurden später mehrere Terrassen aufgeschüttet, die wir des Zusammenhanges mit anderen Erscheinungen wegen erst im 8. Kapitel besprechen werden. Die Erscheinungen des unteren Ilmenautales stehen also in engem Zusammenhange mit dem sich ruckweise eintiefenden Elbtal. Erst später finden sich auch Zeiten teilweiser Zuschüttung. Bei der Besprechung des Elbtales werden wir zeigen, daß das Ilmenautal — im Anschluß an das Elbtal — schon zur Zeit des baltischen Vorstoßes seine heutige Tiefe im wesentlichen besessen hat. Diese Tatsache ist für uns bedeutungsvoll, da wir auch daraus auf eine lange Dauer der baltischen Schwankung schließen müssen. Denn die Ilmenau muß während dieser Zeit ihr Tal um beinahe 40 m vertieft haben und trotzdem war die Tiefenerosion keine kontinuierliche, sondern wir fanden auch Perioden vorherrschender Seitenerosion. Die älteren Terrassen liegen heute nicht mehr in derselben Höhe über dem rezenten Talboden, wie Fig. 2 zeigt. Wir sehen daraus, daß nach Bildung der Terrassen noch Krustenbewegungen stattgefunden haben, die sich in einer nach N zunehmenden Senkung äußern, so daß die nördlichen Terrassen niedriger liegen. Zum Vergleich habe ich den alten Talboden des Netzeurstromtales[1]) eingezeichnet, der ähnliche Verbiegungen aufweist. Nur bei Lüneburg finden wir einen Ausnahmefall. Hier liegen die Terrassen zu hoch. Wir haben augenscheinlich also auch jüngere Hebungen des Lüneburger Horstes. Ob wir es hier

[1]) Siehe Übersichtskarte.

mit lokalen Erscheinungen oder mit ausgedehnten, größere Gebiete betreffenden Senkungen zu tun haben, wagen wir noch nicht zu entscheiden. Es liegt jedenfalls nahe, eine neue Senkung der baltischen Synklinale anzunehmen. Wichtig ist, daß die jüngeren Aufschüttungsterrassen keine Störungen mehr aufweisen, wir können daher mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit annehmen, daß diese Verbiegungen sich während der baltischen Zeit ereignet haben. Aus meinen Untersuchungen geht also hervor.

Fig. 2.

Trockentäler der Ilmenau bei Lüneburg.

daß zu Beginn der Abschmelzzeit des Würmeises das Elbtal noch nicht vorhanden war, die Schmelzwässer gruben sich keine tiefen Rinnen ein, sondern schufen große Verebnungsflächen, die den Charakter großer Teile der Ilmenaumulde bedingen und nur vereinzelt von Hügeln überragt werden, die der allgemeinen Verebnung entgangen sind. Diese Verebnungsflächen bildeten sich im Vorlande eines langen Moränenwalles, der im W von Scharnebeck beginnt und sich in mehreren Bögen bis in die Gegend von Altenmedingen verfolgen läßt. Außer den zahlreichen kleinen Buckeln erheben sich über diese Einebnungsflächen noch einige höhere Kieshügel, darunter der schon erwähnte Timeloberg und der Klötzenberg. Wir werden sie später als Rudimente älterer Moränen — also kamesartige Bildungen — deuten. Unsere Verebnungsflächen entstanden durch Abtragung, ganz im Gegensatz zu den Sandrebenen. Ihren monotonen Oberflächen entspricht ein buntes geologisches Bild. An einigen Stellen tritt die Grundmoräne flächenhaft auf, an anderen Schichten der Sandrformation mit einer Ge-

schiebedecke, den Resten der abgetragenen Grundmoräne. Zumeist jedoch tritt die in Geschiebesand umgewandelte Grundmoräne auf, hangende Sande fehlen vollständig, fälschlicherweise werden aber oft die Durchragungen der Sandrformation als solche gedeutet. Das Fehlen hangender Sande unterscheidet unsere Ebenheiten von den Sandrebenen, denen sie morphologisch gleichen und mit denen sie an anderen Stellen auch zumeist verwechselt werden. Wir nannten daher solche Ebenheiten, die meist im Anschlusse an Moränenwälle auftreten, aber durch glaziale Verebnung entstanden sind, glaziale Verebnungsflächen, mit welchem Namen wir zugleich andeuteten, daß sie der abtragenden Tätigkeit der Schmelzwässer ihre Entstehung verdanken. Als derartige glaziale Verebnungsflächen sind die meisten der bisher als Ablagerungssandr aufgefaßten Ebenheiten der Oberfläche zu betrachten. Öfters finden wir in diese Verebnungsflächen rundliche Kessel eingesenkt, in denen das Grundwasser steht. Viele Geologen halten sie für Ausstrudelungsprodukte. Auf diese Weise können sie kaum entstanden sein, da sie dann längst verebnet wären; wir glauben deshalb, daß sie im Anschluß an tote Eismassen entstanden, die später schmolzen und lokale Einbrüche bedingten. Die schon erwähnten Verbiegungen der Ilmenauterrassen haben sicher auch die Höhenlagen der glazialen Verebnungsflächen der Lüneburger Gegend stark verändert und anscheinend an vielen Stellen ihr Gefälle umgekehrt, so daß wir uns die Verhältnisse zur Zeit ihrer Entstehung nicht mehr rekonstruieren können und uns daher auf den gegebenen allgemeinen Überblick beschränken müssen.

In die glazialen Verebnungsflächen der Ilmenaumulde erscheinen an zwei Stellen wannenartige Depressionen eingesenkt, nämlich die Mulden von Kirchgellersen und Himbergen. Sie erscheinen wie ehemalige Seeböden, aus denen sich inselartig einige Hügel erheben. Wenn Morgennebel die sumpfigen Niederungen bedecken und sich aus dem Nebelschleier die einzelnen Hügel erheben, dann ähnelt das Bild sehr dem eines inselbedeckten Sees. Da diese Mulden in die Verebnungsflächen hineingesenkt sind, müssen sie jünger als diese sein. Zugleich fällt es uns auf, daß sie das Hinterland von Moränenzügen bilden, die bei der Mulde von Himbergen stark verwischt sind, uns dagegen in guter Erhaltung als die westliche Umgrenzung der Mulde von Kirchgellersen entgegentreten. Es sind jedenfalls Hohlformen, die bei lokalen Vorstößen als Zungenbecken kleinen Maßstabes entstanden. Dafür spricht auch der geologische Befund. Die inselartigen Hügel stellen die von der Abtragung der Umgebung verschonten Teile dar, denn sie weisen deutliche Erosionsprofile auf. Vielleicht bedeckten früher auch Seebecken beide Mulden. Heute sind diese verschwunden, da die starke Zertalung im Anschluß an das tief eingeschnittene Ilmenautal auch diese Mulden angeschnitten und an die jüngeren Täler angeschlossen hat. Daher fehlt ihnen stehendes Wasser und sumpfige Wiesen bedecken den Boden beider Depressionen.

Wir haben im Verlaufe dieser Zeilen öfters angedeutet, daß die glazialen Verebnungsflächen, die den Charakter großer Teile der Ilmenaumulde bedingen, stellenweise von Hügeln überragt werden, die wir als die von der allgemeinen Abtragung verschont gebliebenen Reste deuten. Von diesen Hügeln erlangen einige, wie der Timeloberg, der Klötzenberg und

der Hamberg bei Wester-Gellersen, eine große landschaftliche Wirkung, da ihre steilen Hänge der Umwandlung in Ackerland große Schwierigkeiten entgegensetzen. Während daher die flache Umgebung zumeist in Ackerland umgewandelt ist, hat sich das Heidekraut und der Anflugwald auf diesen Hügeln erhalten und hebt diese durch den Gegensatz der Vegetation deutlich aus dem Landschaftsbilde hervor. Diese Hügel, die wir als die von den Schmelzwässern nicht abgetragenen Reste ehemals ausgedehnter Moränenwälle denken möchten, leiten über zu den Endmoränen, deren Betrachtung wir uns nunmehr zuwenden wollen.

Den größten zusammenhängenden Moränenzug der Heide finden wir im Hinterlande der schon besprochenen glazialen Verebnungsflächen, wir nennen ihn die Barendorfer Endmoräne. Der erste Bogen beginnt mit nordsüdlicher Streichrichtung im W von Scharnebeck und erreicht in der Steinhöhe Höhen von 86 m, im N von Barendorf biegt er allmählich nach O um. Südlich von Barendorf beginnt ein zweiter, ebenfalls nach SW konvexer Bogen, etwa 8 km lang. Dieser zweite Bogen ist besonders im S als geschlossener Wall gut ausgebildet, ihm gehören unter anderem die großen Kiesgruben von Vastorf an, wo aufgepreßte Schichten der Sandrformation anstehen. Die südlichsten Ausläufer dieser Moräne, deren äußere Erscheinung an vielen Stellen durch Kiefernwälder sehr beeinträchtigt wird, lassen sich bis zu den Thondorfer und Hohen Bergen zwischen Weste und Hohenzethen verfolgen. Im Vorlande dieser Endmoräne liegen die isolierten Vorstaffeln und Kames, welche die Übersichtskarte verzeichnet. Zu ihnen gehören auch der Timeloberg, Klötzenberg und Hamberg. Die Barendorfer Endmoräne bildet auch die östliche Grenze der Ilmenaumulde, jenseits derselben beginnt die Ostheide, die wir in einem späteren Kapitel besprechen werden.

Wir beginnen nunmehr mit der Betrachtung der drei isolierten Hügelzonen, deren Lage wir schon skizziert hatten. Wir halten es für sehr wahrscheinlich, daß diese Hügel, die wir als Vorhügelzone bezeichnen wollen, durch Auslieger des interglazialen Höhenrückens bedingt sind, den wir noch kennen lernen werden. Es läßt sich diese Annahme an Hand von Profilen zwar nicht beweisen, aber die morphologische Stellung dieser Hügel spricht dafür. Für die Vorhügelzone sind ausgedehnte Grundmoränenböden bezeichnend, die hier nicht in glaziale Verebnungsflächen umgeformt wurden und daher flachwellige Landschaftsformen zeigen, wie wir sie an so vielen Stellen Norddeutschlands finden. Da solche Landschaften immer an Grundmoränendecken anknüpfen, so sehen wir in ihnen die eigentlichen „Grundmoränenlandschaften". Für gewöhnlich pflegt der Flachlandsgeologe die stark kupierten Gebiete im Hinterlande der baltischen Endmoräne oder auch andere derartige Landschaften, die sich lokal im Hinterlande von Endmoränen finden, als Grundmoränenlandschaften zu bezeichnen. Ich glaube mit unrecht. Denn diese Landschaften entstanden unserer schon skizzierten Ansicht nach bei neuen Gletschervorstößen und sind als umgeformte Grundmoränenlandschaften zu betrachten, die wir Exarationslandschaften genannt haben. Von der eigentlichen Drumlinslandschaft (83, 131) kompliziert sich ihr Bau bis zu jenem stark kupierten Terrain, in dem tiefe Senken und regellos nebeneinanderliegende Kuppen ein wirres Relief schaffen. (Vgl. auch 6, S. 190,

191, 250.) Als Grundmoränenlandschaften wollen wir diejenigen Gebiete bezeichnen, die weder in Exarationslandschaften, noch in glaziale Verebnungsflächen umgeformt waren, die also die von exogenen Kräften noch wenig umgeformten Grundmoränendecken aufbauen. Grundmoränenlandschaften nach unserer Terminologie finden sich also im Hinterlande der baltischen Endmoräne nur vereinzelt vor und treten erst im S derselben auf weiten Strecken landschaftsbildend auf. Die nördliche und östliche Begrenzung der Ilmenaumulde haben wir schon kennen gelernt. Im S und W bildet ein langer Zug meist trockenliegender Täler eine deutliche Grenze.

Wer von Melbeck nach Ebstorf geht und den Höhenrücken des Grünhagener Waldes überschritten hat, sieht im S den waldbedeckten Höhenrücken des Süsing auftauchen. Davor schiebt sich der breite tiefe Talboden, in dem Bardenhagen liegt. Nach O läßt er sich über Seedorf weiter verfolgen, quert dann das Ilmenautal und setzt sich in dem Tal des Röbbelbaches bis in die Himbergener Mulde fort. Weiter im W ist der Talboden im S von Wetzen sehr gut ausgeprägt, quert dann das Luhetal und setzt sich jenseits desselben in dem Talzuge fort, der südlich von Salzhausen beginnt und bei Garlstorf sich nach N wendet. Wir haben hier ein bogenförmig verlaufendes Urstromtal vor uns, dessen Boden sich langsam nach W abdacht und 30 m über den rezenten Flüssen liegt. Auch darin haben wir einen neuen Beweis dafür, daß das Elbtal im Beginn der Abschmelzperiode noch nicht vorhanden war und daß damals eine von der heutigen grundverschiedene Hydrographie geherrscht haben muß. Dieses Urstromtal diente den Schmelzwässern, die im N die großen Gebiete verebneten, als Erosionsbasis, deutlich können wir diese glazialen Verebnungsflächen durch die Vorhügelzone bis zu diesem Tale verfolgen. Wenn heute diese Verebnungsflächen im N stellenweise niedriger liegen, als dieser alte Talboden, so ersehen wir darin den Einfluß der schon besprochenen Krustenverschiebungen, die nach N immer mehr zunehmen, dagegen schon in der Gegend von Bevensen nicht mehr vorhanden sind, da wir hier eine Verbiegung älterer Terrassen nicht beobachten konnten. Der Boden dieses Ilmenau-Urstromtales ist heute nicht mehr in geschlossenem Zusammenhange vorhanden, sondern von jüngeren Tälern zerschnitten, denen er öfters als Leitlinie dient. Diese jüngeren Täler gehören zu den Talsystemen der Ilmenau und — im W — der Luhe, die sich bei der Vertiefung des Elbtales allmählich zu den Hauptentwässerungsadern entwickelten. Wir können uns die Entstehung dieser jüngeren Täler folgendermaßen vorstellen: Als das Würminlandeis abgeschmolzen war, folgte eine Zeit, in der lediglich die spärlichen Schmelzwässer sich flache Urstromtäler eingruben, vom Typ der gering entwickelten Urstromtäler, die wir auch in Südsachsen und Hannover fanden (vgl. Kap. 3). Erst später begannen auch die Flüsse der Mittelgebirge wieder stärker zu fließen, nunmehr vertieften sich die jüngeren Urstromtäler stark, unter ihnen auch das Elbtal, das ihnen als Sammelrinne diente. Im Anschluß an das vertiefte Elbtal entstanden subsequente Talfurchen senkrecht zu ihm, sich allmählich nach rückwärts tiefer einschneidend. Solche subsequente Täler übernahmen als günstigst situierte die Hauptrolle bei der Entstehung des Systems der Nebenflüsse. Eine Urilmenau verlegte ihren Talboden rückwärts bis in die Gegend

von Melbeck, um dann von hier bis Bevensen ein Urstromtal weiter zu benutzen. Lediglich der Rückwärtserosion verdankt das Luhe-Lopautal seine Entstehung. Das so sich neu bildende Netz der Nebenflüsse benutzte an vielen Stellen die älteren Täler als Leitlinien. Einen Fall haben wir schon kennen gelernt. Aber auch die Nebenflüsse, die Luhe und Ilmenau von W empfangen, zeigen durch ihre vielen Knicke im Verlauf an, daß hier subsequente Täler mit älteren Tälern interferieren. Wesentlich einfacher sind die Nebentäler, welche die Ilmenau von O erhält. Das sind normale, nur vertiefte Abdachungstäler der Lüneburger Einebnungsfläche. So bildete sich allmählich durch starke Rückwärtserosion das heutige Talnetz und modellierte das hügelige Relief, das uns heute die Landschaft der Ilmenaumulde zeigt. Nur in größerer Entfernung von den Tälern ist das ältere Relief erhalten geblieben, welches den glazialen und fluvioglazialen Kräften seine Entstehung verdankt. Die hier vorgetragene Ansicht geht davon aus, daß günstig situierte, subsequente Täler allmählich sich weiter einschneiden und stellenweise ältere Täler abzapfen. Sie ist wesentlich verschieden von derjenigen, die mir gegenüber von Landesgeologen geäußert wurde, nach welcher die heutigen Täler ausschließlich interglazial vorbedingt seien. Ich leugne nun keineswegs interglaziale Täler, glaube jedoch kaum, daß diese einen Einfluß auf die heutigen Formen haben, da das interglaziale Relief von den Schichten der oberen Sandrformation sicher völlig verschüttet wurde. Die Nebentäler sind im Unterlaufe tief eingeschnitten, verflachen sich jedoch nach oben, so daß wir es für wahrscheinlich halten, daß diese Oberläufe von der jüngsten Tiefenerosion noch nicht erreicht sind, sondern noch Talböden darstellen, die im Anschluß an höhergelegene Ilmenauterrassen in Zeiten vorwiegender Seitenerosion entstanden. Dafür spricht auch der unausgeglichene Charakter der Unterläufe der Nebenbäche mit den zahlreichen kleinen Stromschnellen, die hier durch Kiesbänke bedingt sind, immerhin aber anzeigen, daß die Nebentäler noch keine reifen Formen aufweisen. Das Einsenken des Ilmenautales von einem höheren Relief bis zu seiner heutigen Tiefe erklärt auch die eigenartige Tatsache, daß bei Lüneburg das junge Tal den aus präglazialen Schichten aufgebauten Lüneburger Horst quer durchschneidet. Wir glauben, daß hier ein epigenetisches Tal vorliegt. Im übrigen verweise ich auf die schon in diesem Kapitel dargestellte Geschichte des unteren Ilmenautales.

Noch in der Mitte des 19. Jahrhunderts bedeckten weite Heidekrautflächen die Gebiete der Ilmenaumulde, nur hier und da von Laubholzbeständen auf den lehmigen Böden unterbrochen. In den oft versumpften Tälern entstanden Wiesen und Moore, oft auch begleiteten Laubholzgürtel die an Nährstoffen reichen Flußauen, dazwischen bildete auch der Bruchwald größere Bestände. Die Wiesentäler gaben den meisten Flüssen auch den Namen. Der Anwohner nannte sie einfach die Aue, der Weiterwohnende gibt ihnen besondere Namen, wie Ilmenau, Hardau, Brunau, Schwienau. Den mäandrierenden Lauf mancher Flüsse bezeichnen Namen, wie Wipperau und Darmbeck. Die Farbe des Wassers deuten Namen, wie Brunau (braun) und Gelbeck an. Ihrem schnellen Fließen verdanken Lopau und Schwindebeck den Namen. Bezeichnenderweise fehlen Namen, die auf ein Plätschern des Wassers hindeuten. Die Ausbreitung des Acker-

landes und die Aufforstung der Kiefernwälder haben schon heute das Landschaftsbild an vielen Stellen völlig verändert. Schnell dehnt sich der Anflugwald aus. Nur auf steilen Hügeln, die der Landmann nicht beackern kann, finden wir noch die letzten Überbleibsel der ehemaligen Heidekrautflächen. Sie begleiten oft auch auf weiten Strecken den steilen Rand der Täler, diesen manche Reize verleihend.

Im S schiebt sich zwischen die Ilmenaumulde und das Ülzener Becken ein flachwelliger Höhenzug. In ihm ist die Grundmoräne des oberen Diluviums stellenweise flächenhaft verbreitet. Sie erreicht jedoch, ebenso wie die Sandrformation, nur eine geringe Mächtigkeit. Das Liegende bilden Süßwasserkalke, welche bei Rosche, Westerweyhe und Weste schon an vielen Stellen bis zu Mächtigkeiten von 20 m durchbohrt sind. Daraus ergibt es sich, daß hier ein Teil des später zu besprechenden interglazialen Höhenrückens sich erstreckte. Die interglaziale Landoberfläche erreicht hier Höhen von mehr als 72 m. An vielen Stellen keilt die Sandrformation aus und der Geschiebemergel überlagert die älteren Schichten, ohne daß sich größere Sandkomplexe dazwischen schieben. An solchen Stellen finden wir das Phänomen der Gletschertöpfe: große tiefe Kessel durch die Wässer der anrückenden Gletscher ausgestrudelt und mit Sanden erfüllt. In der Literatur sind diese Erscheinungen so genau beschrieben, daß ich nicht weiter darauf einzugehen brauche. Solche Gletschertöpfe habe ich vor einigen Monaten auch bei Lüneburg in großer Zahl auf der Oberfläche der dortigen Kreide beobachten können. Das Relief dieser Höhenschwelle wird wesentlich bestimmt durch eine Endmoräne und die mit ihr verknüpfte Einebnungsfläche. Die aufgepreßten Sande sind nur an wenigen Stellen gut aufgeschlossen. Prächtige Aufschlüsse fand ich auf dem Lindenberg im S von Bevensen. Hier werden saigergestellte Sande und Kiese von einem Geschiebemergel mantelartig überlagert. Die Endmoräne läßt sich als breiter, stellenweise von tiefen Durchbruchstälern unterbrochener Wall deutlich verfolgen. Sie beginnt im O von Oitzfelde 93 m hoch und erstreckt sich dann in einem schwach nach N geöffneten Bogen nach O. Ihre größte Höhe erreicht sie im Eschenberg 109 m hoch. An vereinzelten Stellen sind auf ihr Sande aufgeschlossen. Im O des Ilmenautals verflacht sie sich stark und hebt sich nur undeutlich über die Umgebung, obwohl hier noch Höhen von 83 m vorkommen. Das Vorland dieser Endmoräne bildet eine sehr flache Ebene. Die Aufschlüsse zeigen hier einen meist zu Geschiebesand umgearbeiteten Geschiebemergel. Ich habe deshalb diese Ebenheit, welche wegen des sandigen Materials große Kiefernwälder trägt, die Ebstorfer Einebnungsfläche genannt. Ähnliche Einebnungsflächen setzen sich auch im O des Ilmenautales fort. Im W von Ülzen ist die Abtragung besonders stark gewesen, so daß hier dicht unter der Oberfläche die interglazialen Kalke anstehen. Im O begleitet den Südrand des Sandr das von W nach O verlaufende Tal der Wipperau als typisches Urstromtal. In die Einebnungsflächen sind mehrere Täler eingesenkt, von N nach S sich abdachend. Das eine von diesen Tälern steht weiter im N mit einem Durchbruchstal in Verbindung und wird von der Ilmenau benutzt. Bei Emmendorf scheint eine von N nach S sich abdachende Terrasse anzudeuten, daß hier einst ein Abdachungstal vorlag, welches erst später sein heutiges umgekehrtes

Gefälle erhielt. Ähnliche Erscheinungen — jedoch in größerem Maßstabe — finden wir auch bei den Tälern, in welchen Oder und Weichsel den baltischen Höhenrücken durchbrechen, denn auch diese entstanden anfangs als normale Abschmelztäler und erhielten erst später ihr umgekehrtes Gefälle. An Stelle des Ilmenautales unterhalb von Ülzen befand sich schon zur Riß-Würm-Interglazialzeit eine Depression. Vielleicht entging diese bei der Würmeiszeit der völligen Zuschüttung und wies bei Beginn der Abschmelzperiode der Erosion den Weg. Die glaziale Verebnungsfläche von Ülzen geht nach S allmählich in die Ebenen des Ülzener Beckens über.

Hier erreicht die Grundmoräne eine große flächenhafte Verbreitung, doch ihre Mächtigkeit ist im allgemeinen eine geringe, so daß in tieferen Aufschlüssen überall die liegenden Sande anstehen. Im S von Ülzen erhebt sich in einem bogenförmig verlaufenden Höhenzuge der Königsberg bis zu 70 m Höhe. Da in ihm einige Aufschlüsse Sande zeigen, die anscheinend über den Geschiebemergel gepreßt sind, so liegt auch hier eine Endmoräne vor. Genauere Untersuchungen werden in der Gegend von Ülzen sicher noch mehrere Moränenzüge ergeben. Die Täler im N des Ülzener Beckens folgen der Abdachung der Ebstorfer Verebnungsfläche und sind als Abschmelztäler, senkrecht zum Eisrande gerichtet, aufzufassen. Im S konvergieren die Täler nach der Gegend von Ülzen zu, wie wir es bei normalen Abdachungstälern kennen. Wir erkennen schon daraus, daß nur die nördlichen Täler glazial bedingt sind, während die südlichen als normale konsequente Täler erst im Anschluß an die Eintiefung der Ilmenau entstanden. Dementsprechend ist das Talnetz im S des Ülzener Beckens überaus einfach, während es im N stellenweise recht verwickelt wird, indem hier Randtäler und Abschmelztäler miteinander interferieren, ohne daß es vielleicht je möglich wird, hier einzelne Züge mit Sicherheit auszuscheiden. Wir können uns daher nur auf die hier mitgeteilten Vermutungen beschränken. Die Schmelzwässer der abschmelzenden Gletscher konnten im N noch nicht durch das Ilmenautal abfließen, da dieses noch nicht vorhanden war. Falls daher die abschmelzenden Gletscher größere Schmelzwässer entsandten, mußten sich diese zu einem Staubecken ansammeln, das sich im S entleeren mußte. Hier liegen die tiefsten Stellen zu beiden Seiten der Lüßhochfläche 73 und 69 m hoch an den Wasserscheiden zwischen Gerdau und Örtze-Schmarbeck und zwischen Stederau und Ise. Bis zu einer Höhe von 69 m mußten sich also im Ülzener Becken die Schmelzwässer aufstauen. Wenn wir nun bisher hier weder tonige Sedimente, noch Terrassenreste aufgefunden haben, so müssen wir annehmen, daß entweder dieser Stausee nie bestanden hat, weil damals das Klima der Abschmelzperiode besonders trocken war und die Verdunstung förderte, oder daß die Reste dieses Seebeckens während der späteren jüngeren Zertalung im Anschluß an das sich vertiefende Ilmenautal vollständig zerstört wurden. Die Täler des Ülzener Beckens sind breit und nur wenig eingeschnitten. Daher macht das Ülzener Becken – im Gegensatz zu der Ilmenaumulde — den Eindruck einer vorwiegend ebenen Landschaft. Vereinzelte Terrassenreste finden wir auch hier in den Tälern. Von großer Bedeutung ist eine Terrasse, die etwa 2—3 m über den heutigen Flüssen liegt und morphologisch deutlich erkennbar ist. Sie entspricht

anscheinend derjenigen Terrasse, die bei Lüneburg und Bienenbüttel 15 m über dem Flusse liegt. Daraus ergibt sich ebenfalls, daß hier die Zertalung weniger intensiv gewesen ist, als weiter im N. Die heutigen Flüsse des Ülzener Beckens benutzen oft verschiedene ältere Talformen. Daraus erklärt sich häufig ihr wirrer regelloser Lauf. Ziellos fließen sie in breiten Wiesentälern. Die Nordgrenzen des Ülzener Beckens haben wir schon kennen gelernt. Im S erhebt sich gleich einem blauen Waldgebirge die Hochfläche des Lüß mit einem oft mehr als 60 m hohen Steilabfall, in den sich schluchtenartig Täler eingeschnitten haben. Diese haben oft Einzelberge herausmodelliert, wie den 129 m hohen Blauen Berg. Im O finden wir als Begrenzung die Höhenrücken der Ostheide, im W und NW die Hügelländer der Raubkammer und des waldbedeckten Süsing. Im S von Wieren erreichen die Wierener Berge Höhen bis zu 130 m. Sie bestehen aus Sanden und Kiesen, die oben zu Dünen verweht sind. Leider fehlen tiefere Aufschlüsse. Dicht an ihrem Fuße ist bei Nettelkamp der Geschiebemergel gut aufgeschlossen. Mit der Hochfläche des Lüß sind sie durch einen 85 m hohen Rücken verbunden. Die große Ausdehnung dieser isolierten Hügelgruppe von 30 qkm Areal zeigt, daß hier keine Endmoräne liegen kann, wenn auch eine sekundäre Aufpressung einzelner Teile nicht unmöglich erscheint. Ich rechne deshalb die Wierener Berge nicht zu den Endmoränen, sondern glaube, daß hier ein Auslieger des interglazialen Höhenrückens vorliegt, dessen Formen von der jüngeren Eiszeit nur modifiziert sind. Der Geschiebemergel des Ülzener Beckens wird im S sandiger, er greift hier weit hinein in das breite Isetal und zeigt somit, daß dieses schon vor der Ablagerung desselben entstanden sein muß. Wegen der größeren Verbreitung der Lehmböden nimmt das Ackerland hier größere Flächen ein als in der Ilmenaumulde. Auch die Wälder sind stark mit schön gewachsenem Laubholz durchsetzt, dazu treten zahlreiche Fichten, die in diesen durch Höhenzüge ringsum geschützten Gebieten weniger den stürmischen Winden ausgesetzt sind. Der Wacholder fehlt fast ganz und wird ersetzt durch den Ginsterstrauch. Die breiten Wiesentäler geben der Landschaft einen parkartigen Charakter. Das Ülzener Becken ist das ausgedehnteste Ackergebiet der Heide. Das bedingt die großen stattlichen Dörfer, die sich in solcher Zahl nirgends in der Heide wieder finden, von der Elbmarsch abgesehen.

Zusammenfassung.

Die Ilmenaumulde und das Ülzener Becken bilden zwei niedrige Landschaften, im N gegen das Elbtal grenzend, auf den übrigen Seiten von höheren Hügelketten überragt. Beide Landschaften werden hauptsächlich von dem oberen Diluvium (Würm) aufgebaut, dessen komplizierte Ausbildung durch ein welliges interglaziales Relief bedingt ist. Nach dem Abschmelzen der Gletscher waren anfangs flache Oberflächenformen vorherrschend, teils Grundmoränenlandschaften, teils glaziale Verebnungsflächen. Später entstand im Anschluß an das Elbtal auch das Ilmenautal, das im Verein mit Nebentälern große Flächen der Ilmenaumulde in ein hügeliges Relief auflöste, während die Täler sich im Ülzener Becken mehr und mehr verflachen. Das Ülzener Becken ist reich an Grundmoränen-

böden wegen des Zurücktretens der jüngeren Zertalung und des Fehlens glazialer Verebnungsflächen. In der nördlichen Ilmenaumulde finden wir auch postglaziale Krustenbewegungen. Das Talnetz ist fast ausschließlich ein Werk der Rückwärtserosion, zum Teil lehnten sich die jüngeren Täler in ältere glaziale Täler ein, diese als Leitlinien benutzend. Die Flüsse sind sekundäre Erscheinungen in den durch andere Kräfte ausgebildeten Tälern und finden sich nur in Tälern, die sich unter den Grundwasserspiegel einschneiden. Die Ilmenaumulde und das Ülzener Becken ernährten schon in prähistorischer Zeit eine dichte Bevölkerung, als die Heideflächen ringsum noch fast unbewohnt dalagen. Beide Landschaften bilden bezeichnenderweise den Kern des Bardengaues. Im Ülzener Becken entwickelte sich Ülzen, in der Ilmenaumulde Lüneburg zu einer größeren Stadt. Beide Siedlungen wuchsen stark wegen der günstigen Lage am Ilmenauflusse. Die übrigen Siedlungen sind meist klein und unbedeutend geblieben.

Kapitel 5.

Die Ostheide.

In dem einleitenden Kapitel haben wir die Begrenzung der Ostheide schon gegeben. Wir fassen unter diesem Namen diejenigen Landschaften zusammen, welche sich im O an die Ilmenaumulde und das Ülzener Becken anschließen, im N vom Elbtal, im O von den Niederungen des Wendlandes und der Altmark und im S vom oberen Ohretal begrenzt werden. Da sich im SO diese Landschaften bis an das Elbtal im N von Magdeburg fortsetzen, haben wir hier das obere Jeetzetal als Südostgrenze genommen und scheiden die sich weiterhin erstreckenden der Heide durchaus gleichenden Höhenrücken unter dem Kollektivnamen der Letzlinger Heide aus. Sie fällt schon aus dem Rahmen der vorliegenden Arbeit. In der Westheide treten Endmoränen zurück, das dortige hügelige Relief ist wesentlich bedingt durch die Zertalung einer Hochfläche, an deren Aufbau Ablagerungen älterer Eiszeiten den Hauptanteil haben. Anders in der Ostheide. Auch hier werden die hochgelegenen Gebiete wesentlich durch Kerne älterer Eiszeiten bedingt, aber die Zertalung beschränkt sich nur auf die randlichen Gebiete. So tritt im Landschaftsbild die Wirkung der Täler zurück und an ihre Stelle treten lange über die Hochfläche sich erhebende Endmoränenbögen. Im N der Ostheide ist eine große Hochfläche vorhanden, deren Täler hier noch von einigem Einfluß auf das Landschaftsbild sind. Im S senkt sich diese Hochfläche allmählich und verschmälert sich ungleich. Hier treten die wenigen flachen Täler ganz in den Hintergrund, und die Züge der Endmoränen bestimmen ausschließlich das Landschaftsbild.

Ein Teil der Ostheide ist schon einmal beschrieben worden und zwar von Stappenbeck (59). Er spricht hier von einer Kiesmoränenlandschaft. Wir wollen diesen Namen für den südlichen Teil, wo die Endmoränen das Landschaftsbild beherrschen, auch beibehalten, während wir für den nördlichen Teil den Namen Göhrde wählen, nach dem großen Waldbezirk, der hier diesen Namen trägt. Die Göhrde umfaßt den östlichen größeren Teil der nördlichen Ostheide und reicht im W bis an das Neetzetal. Jenseits desselben beginnt ein welliges Hügelland, das im W von der Barendorfer Endmoräne begrenzt wird. Wir bezeichnen diese Landschaft mit dem Namen Dahlenburger Hügelland nach Dahlenburg, dem Hauptorte des oberen Neetzetales.

Der geologische Aufbau des Dahlenburger Hügellandes und der Göhrde ist derselbe. Die obere Sandrformation erreicht hier bedeutende Mächtigkeiten von mehr als 50 m und ist in vielen Aufschlüssen besonders am Steilrand des Elbtales sehr gut aufgeschlossen. Der Besuch der großen Kiesgruben von Katemin ist jedem zu empfehlen, welcher die obere Sandrformation studieren will. Auch bei Boltersen liegen schöne Aufschlüsse. Bei Katemin sind mächtige Schollen von älterem Geschiebemergel, tertiären Tonen und Kiesen in die Sandrformation verfrachtet. Es handelt sich hier jedenfalls um Gebilde, die im Interglazial durch tektonische Kräfte gehoben und später von den von neuem vorrückenden Gletschern aufgearbeitet wurden. Glaziale Störungen finden sich in den großen Kiesgruben bei Barskamp. Noch in der nördlichen Göhrde ist die Sandrformation 30 m mächtig und enthält nach den Proben einer hier niedergebrachten Bohrung auch aufgearbeitete Holzkohle von interglazialem Alter. Im S der Göhrde ist nach den Proben eines dortigen Bohrloches die Sandrformation nur noch 10 m mächtig. Eine andere Bohrung bei der Försterei in Riebrau ergibt eine Mächtigkeit der Sandrformation von 31 m. Die große Mächtigkeit der Sandrformation führt sich auch hier auf eine Kernzone, aufgebaut aus älterem Diluvium, zurück, es ist dies derselbe Fall, wie wir ihn schon bei der Ilmenaumulde kennengelernt haben. In den nördlichen Gebieten liegt die Oberkante des älteren Diluviums nicht sehr hoch, bei Katemin in 10 m, bei Damenberg in 19 m Höhe über NW. Im S steigt sie allmählich an, bei Dahlenburg fand ich den unteren Geschiebemergel in 40 m, bei Riebrau nach den Befunden des dortigen Bohrloches sogar in 55 m anstehend. Ebenfalls eine Höhe von 55 m erreicht die Oberkante des älteren Diluviums in einer Bohrung der südlichen Göhrde. Hier ist also auch der ältere Kern vorhanden, der im N die großen Mächtigkeiten der Sandrformation bedingt. Über die Sandrformation wurde auch hier die Grundmoräne ausgebreitet, wenn sie auch nicht die Beträge erreicht, die sich in der Ilmenaumulde vorfinden. Im Bohrloch der südlichen Göhrde erreicht der Geschiebemergel eine Mächtigkeit von 14,4 m, wovon allerdings 10 m auf eine aufgearbeitete Scholle von Glimmerton fallen. Im allgemeinen dürften nur Mächtigkeiten von weniger als 5 m vorkommen. Diese großen Differenzen in den Mächtigkeiten des oberen Geschiebemergels lassen sich leicht erklären. In der Ostheide lagerte das Inlandeis auf den großen Höhenrücken nur eine geringe Grundmoräne ab, während in der Ilmenaumulde, die sich zwischen zwei interglaziale Höhenrücken einschaltet,

die Gletscher gezwungen wurden, hier mächtigere Grundmoränen anzuhäufen. So schufen im Anschluß an einen älteren Kern auch hier die Gletscher große Hochflächen, vorwiegend aufgebaut aus Sanden, überlagert von einer geringen Grundmoränendecke. Die Höhe dieser Hochfläche beträgt im Durchschnitt mehr als 70 m und steigt stellenweise auf beinahe 100 m an. Im N begrenzt das Elbtal die Ostheide. Hier ist ihr Abfall steil und von Tälern zerschnitten. Stellenweise haben sich diese vereinigt und Einzelberge herauspräpariert. Eine solche Strecke findet sich von Bleckede bis Hitzacker, wo die Elbe am Abhange der großen Hochfläche fließt. Das ist eine Landschaft von außerordentlich malerischer Wirkung. Nach O hin ist der Abfall gegen das Wendland anfangs noch steil, um nach S hin allmählich abzuflachen. Zwei Faktoren schufen aus der ungegliederten Aufschüttungshochfläche das heutige Relief, einerseits die Eintiefung der Täler, andererseits die Aufpressung von Endmoränenzügen.

Die Täler der Ostheide sind im allgemeinen kurz und schneiden sich nicht bis in die zentralen Teile ein. Nur das Neetzetal macht eine Ausnahme. Es ist tief eingeschnitten und erinnert stellenweise an die großen Täler, die wir in der Westheide wiederfinden werden. Das untere Neetzetal ist steilwandig und trägt den Charakter eines Durchbruchtals. Wir haben Beweise, daß die Neetze einst anders floß. Von Süttorf geht nach W ein breites Tal ab, welches sich über Reinstorf gut verfolgen läßt und erst bei Scharnebeck ins Elbtal mündet. Heute fließen hier in breiten Wiesengründen zwei kleine Bäche, die das breite Tal nie geschaffen haben können. Wir haben es hier mit einem alten Neetzetal zu tun. Sein Talboden liegt 32 m über dem des heutigen Tals, dies gibt zugleich einen Beweis für das Alter dieses Tales. Ältere Talböden, etwa 30 m über dem heutigen Flusse liegend, fanden wir auch in der Ilmenaumulde, es waren die Täler der Abschmelzperiode. In diese müssen wir auch das ältere Neetzetal rechnen. Sein deutlich bogenförmiger Verlauf deutet auf ein Urstromtal hin, welches verknüpft war mit einer von den vielen Moränenstaffeln im O. Bei Scharnebeck wird das alte Tal vom Elbtal abgeschnitten. Direkt im N mündet im W von Lauenburg eine eigenartige Talung, in der auch der durch seine fossilen Pflanzen bekannte Kuhgrund liegt. Dieses Tal wird ebenfalls vom Elbtal abgeschnitten und entwässert sich eigenartigerweise nach N in einem Bache, der $1^1/_2$ km nördlich des Elbtalsteilrandes entspringt. Hier haben wir es mit der Fortsetzung des Neetze-Urstromtals zu tun. Die bedeutend niedrigere Lage dieses Tales erklärt sich ungezwungen aus der postglazialen Verbiegung. Dadurch ist zugleich angedeutet, daß diese Verbiegung nicht lokal, sondern wahrscheinlich regional bedingt ist (vgl. Kap. 4). Im Vergleich mit dem Elbtal ist das Neetze-Urstromtal unbedeutend. Wir erblicken darin in Zusammenhang mit anderen Tatsachen einen deutlichen Fingerzeig, daß die Wassermassen zu Beginn der Abschmelzzeit gering waren und nicht im entfernten einen Vergleich aushielten mit denjenigen Wassermassen, die erst später in Aktion traten und das jüngere tiefe Elbtal eingruben. Ich muß mich hier beschränken, diese interessanten Erscheinungen anzudeuten. Die weitere Ausbildung des Neetzetals erfolgte bei der Vertiefung des Elbtals. Ein günstig situiertes Folgetal erodierte auch hier rückwärts und zapfte das Urstromtal ab. So entstand also auch das untere Neetzetal ähnlich dem

unteren Ilmenautal. Die spärlichen Terrassenreste im Neetzetal lassen sich in keinen geschlossenen Zusammenhang bringen. Im allgemeinen dürfte seine Entwicklung ebenso verlaufen sein, wie diejenige des Ilmenautals, wo größere Terrassenspuren vorliegen. Die geringe Erhaltung älterer Talböden im Neetzetal hängt zusammen mit seiner geringen Breite, welche die Erhaltung älterer Formen nicht begünstigt. Das Neetzetal scheidet die nördliche Ostheide in die Göhrde und das Dahlenburger Hügelland.

Das Dahlenburger Hügelland bildet den kleineren westlichen Teil, der von Tälern rings umrahmt wird. Bei der geringen Ausdehnung ist hier die Zertalung eine stärkere gewesen und die ursprüngliche Hochfläche ist aufgelöst in ein welliges Hügelland. Dieses wird überragt von langgestreckten Höhenzügen, die parallel der Barendorfer Endmoräne streichen und Höhen bis zu 96 m erreichen. Wir haben es hier sicherlich mit einer Endmoräne zu tun, die stellenweise auch zwei Staffeln erkennen läßt. Bei der geringen Intensität der Aufpressung ist es jedoch unmöglich, diese von der Umgebung abzugrenzen. Ich habe mich daher darauf beschränkt, ihren Verlauf auf der Karte in großen Zügen anzudeuten. Die Grundmoränendecke ist im Dahlenburger Hügelland nur noch fetzenweise vorhanden und auch dann meist in Geschiebesand umgearbeitet. Bei der Mächtigkeit der Sandrformation liegt der Grundwasserspiegel tief. Nur wenige Täler haben sich so tief eingeschnitten, daß sie den Grundwasserspiegel erreichen und dauernd Wasser führen. Die meisten Täler liegen trocken. Das Landschaftsbild wird bedingt durch große Kiefernwälder, dazwischen erscheinen auch Ackerländer und Heidekrautflächen, welche sich meist auf die Flanken der tiefen Täler beschränken. Der Wacholder fehlt ganz, dagegen bildet der Ginster große Bestände und charakterisiert die Heidekrautflächen. Im O des Neetzetales beginnt die Hochfläche der Göhrde, die sich nach S allmählich verschmälert, in der Gegend von Klenze sich ganz verflacht und ohne einen deutlichen Übergang aufhört. Die von allen Seiten her einschneidenden Täler sind unbedeutend und haben den Kern der Hochfläche noch nicht angeschnitten. Daher hat sich hier die Geschiebemergeldecke noch vollständig erhalten, wenn auch teilweise überragt von Moränenbögen und in Geschiebesand umgewandelt. In dieser zentralen Region liegt auch der große Wald der Göhrde, noch bis in das 19. Jahrhundert nur aus Laubholz bestehend. Nach ihm nannten die Slawen diese große Hochfläche Dravän (drevjan = Holz). Beim späteren Vordringen der Sachsen wurden die Slawen zurückgedrängt und haben den Namen Dravän auf die Gebiete übertragen, wo sie zuletzt siedelten, die aber sicher keine so großen Waldbestände aufzuweisen hatten, wie die Göhrde. Ich habe diesen lokal bedingten, aber später auf andere Gebiete übertragenen Namen nicht benutzt. Der Forst Göhrde besitzt noch heute die größten und schönsten Waldbestände der Heide. Die Laubbäume, wie Eichen und Buchen, erreichen hier Formen, die sich gegen die schmächtigen, niedrigen Waldbestände der Westheide sehr vorteilhaft abheben. Wir werden den Grund darin zu suchen haben, daß in diesen östlichsten Gebieten die Wirkung der Winde sich allmählich schwächt und deshalb den Baumwuchs nicht so sehr verhindert, in die Höhe und Breite zu wachsen. Große Grasflächen verleihen dem Walde einen parkartigen Charakter. Heute sind die Laubholzbestände nur noch

in den zentralen Teilen vorhanden, während sich nach außen neue Kiefernforste anschließen. Um den zentralen Kern gruppieren sich die stark zertalten Randzonen. Hier geht der Charakter der Hochfläche verloren und an seine Stelle tritt ein reichgegliedertes Hügelland. Zugleich wird die Oberflächenverbreitung des Geschiebemergels eine immer geringere und die Sande treten flächenhaft auf, je mehr wir uns den umliegenden Niederungen nähern. Der allmähliche Wechsel des Bodens drückt sich auch in der Vegetation aus. Es verschwinden die Laubholzbestände, Heideflächen und Kiefernwälder treten an ihre Stelle. Noch mannigfaltiger gestaltet wird das Landschaftsbild durch die großen Moränenbögen. Der verschiedene Grad der Aufpressung, welcher bedingt, daß hier die Endmoränen als aneinandergereihte Kuppen, dort nur als schwache Geländewellen erscheinen, bringt es mit sich, daß es unmöglich ist, die Moränenbögen deutlich vom Umlande abzugrenzen und die Schwierigkeiten mehren sich, wenn wir uns den stark zertalten Randgebieten nähern, wo die Aufschüttungs- und Erosionsformen allmählich ohne ausgesprochene Grenzen ineinander übergehen. Die Moränen ordnen sich zu langen, bogenförmig verlaufenden Kulissen an, die im allgemeinen von NW nach SO streichen. Nur wenige dieser Züge individualisieren sich deutlicher. So erhebt sich mit einem ausgesprochenen Gefällsknick der Telegraphenberg im O von Neetze deutlich über seine Umgebung bis zu 95 m Höhe. Auch in der Göhrde sind einige Staffeln gut entwickelt. Im S ist ihr Einfluß infolge der großen nivellierenden Waldbestände auf das Landschaftsbild gering. Sobald sie jedoch aus dem Walde heraustreten, sind sie von großer landschaftlicher Wirkung. Das gilt besonders von der Gegend zwischen Sammatz und Nieperfitz. Hier sind die kiesigen Hügel mit Heidekraut bedeckt, während die lehmigen flachen Gebiete dazwischen Ackerland tragen. So heben sich hier diese Züge deutlich ab von ihrer Umgebung. Bei Gülden erreichen diese Moränenstaffeln mit 142 m die größten Höhen der Ostheide. Auch hier heben sie sich als wald- und heidekrautbedeckte Hügel deutlich ab aus dem Landschaftsbilde, indem große Ackerflächen die Umgebung bedecken. Wo im O diese Moränenstaffeln an die Abdachung gegen das Wendland treten, ist es ebenfalls unmöglich, Erosionsgebilde immer deutlich von Aufpressungsgebilden zu unterscheiden.

Wir haben gesehen, wie sich nur wenige Moränenstaffeln mit Sicherheit ausscheiden lassen. Der Eisrand war hier wahrscheinlich starken Schwankungen unterworfen und rückte bald hier, bald dort, nie aber in seiner Gesamtheit vor. Deshalb treten deutlich geschlossene Moränenzüge zurück. Über die Entstehung dieser Kuppenmoränen, in welchen stellenweise Höhen von mehr als 100 m erreicht werden, hat sich schon Stappenbeck geäußert. Er nennt diese kiesigen, zum Teil mit einer Lehmkuppe bedeckten Hügel Kiesmoränen. Ich kann an dieser Stelle nicht über seine überaus komplizierte Erklärungsweise referieren, aber alle Beobachtungen, die auch er in dieser Gegend gemacht hat, lassen sich ungezwungen als Aufpressungserscheinungen erklären. Das wirre Durcheinander der Landschaftslinien, besonders nach der östlichen Abdachung zu, spiegelt sich auch in dem Namen der Landschaft wider. Die südlichen Teile werden als der obere und der untere Dravän bezeichnet. Mit diesen Namen lassen

sich keine Höhenzüge verbinden, diese streichen im Gegenteil senkrecht zu den so bezeichneten Gebieten. Es scheint auch daraus hervorzugehen, daß die nach O zurückgedrängten Slawen auch den Namen der Landschaft auf ihre immer mehr verkleinerten Wohnbezirke übertrugen, so daß er heute nicht mehr das Gebiet bezeichnet, welchem er seine Entstehung verdankt. Ich habe infolgedessen es nicht für nötig gehalten, diesen Namen auf einige besonders individualisierte Gebiete auszudehnen, sondern gebe ihm wesentlich siedlungsgeschichtliche Bedeutung. Im S von Klenze verflacht sich allmählich die Hochfläche der Göhrde, die Täler werden flacher und die Moränenbögen bestimmen immer mehr das Landschaftsbild. Sie ordnen sich zu einem außerordentlich deutlich hervortretenden Bogen an, der im N unter einem stumpfen Winkel gegen die nördlichen Bögen ansetzt und anfangs von NO nach SW streicht, um allmählich in östliche Richtung umzuschwenken. Wir sehen hier den deutlich ausgeprägten Rand eines Gletschers, der nicht lokalen Schwankungen unterworfen war, wie weiter im N die Moränen es gezeigt haben. Daraus scheint hervorzugehen, daß das Inlandeis sich aus einzelnen Gletscherzungen zusammensetzte, die sich in der Abschmelzperiode aus uns noch unbekannten Gründen verschiedenartig verhielten. Orographisch hebt sich dieser Wall deutlich ab aus der Umgebung. Die einzelnen Kuppen erheben sich bis zu 122 m in den Müssinger Bergen und erreichen relative Höhen von 50 m. Mit Wald und Heidekraut bedeckt, heben sie sich auch durch ihre Vegetation deutlich aus ihrer Umgebung ab. Im Vorlande dieser Endmoräne zieht sich parallel zu derselben eine lange Talung hin, die im SO von der oberen Ohre benutzt wird, dagegen im NW zum größten Teil trocken liegt. Diese Talung ist als Urstromtal zu deuten. Im NW haben es jüngere Täler vom Ülzener Becken her angezapft und einige Bäche benutzen es hier stellenweise im Oberlaufe. Eine eigenartige Erscheinung bildet das Becken von Bodenteich, das sich als langgestrecktes Oval in den Talboden des Isetales einsenkt, welcher der glazialen Verebnung seine Form verdankt. Es ist bei einem späteren Vorstoß der Gletscher, welchem auch die Kiesmoräne ihre Aufpressung verdankt, in den älteren Talboden eingesenkt, wahrscheinlich durch die erodierende Tätigkeit der Schmelzwässer, die im W durch die Wierener Berge gestaut wurden. Vielleicht liegt hier auch ein Exarationsbecken vor. Heute ist das Becken von vermoorten Wiesen ausgefüllt. Hier wächst auch bei Schafwedel ein vereinzeltes Exemplar von Betula nana (Zwergbirke) als ein Relikt der Eiszeitflora. Die Kiesmoräne setzt sich nach SO bis in die Gegend von Magdeburg und nach einer Unterbrechung durch das Elbtal auch im Fläming fort. Diese Gebiete fallen jedoch schon aus den Grenzen, die wir für die Lüneburger Heide angenommen hatten.

In einem späteren Kapitel werden wir zeigen, wie der flache Höhenrücken der Ostheide lange Zeit von den Slawen besiedelt war, welche in die von den Barden im 5. Jahrhundert verlassenen Sitze einrückten. Nach dem waldbedeckten Höhenrücken wurden sie von den Nachbarn Drevaner genannt. Zweihundert Jahre später begann unter den Billungern die Rückeroberung und um die Mitte des 12. Jahrhunderts eroberten die Welfenherzöge auch das Wendland. Im allgemeinen wurden die Slawen nur geduldet und in kleinen, neu angelegten Dörfern angesiedelt, welche die

Namen mit Klein oder Wendisch andeuten. Die Eroberer behielten jedoch die alten slawischen Namen bei und gründeten nur vereinzelt neue Siedlungen, besonders in den lehmreichen Gebieten. Nur das Neetzetal war — wegen seiner Kommunikation mit der Elbmarsch — immer von Germanen besiedelt, während die zentralen Gebiete des Dahlenburger Hügellandes wieder von Slawen besiedelt waren, die sich hier keilartig zwischen die Germanen schoben. Es ist bemerkenswert, daß im 12. Jahrhundert die umliegenden Gebiete von den Welfenherzögen erobert wurden und nur die zentralen Gebiete der Ostheide eine Ausnahme davon machten. So wurden hier die Slawen geduldet, weil sie sich ruhig verhielten und haben hier ihre Sprache bis in die Mitte des 18. Jahrhunderts erhalten, denn auch das Christentum kam zu ihnen erst spät und wurde ihnen nicht mit dem Schwert aufgedrungen, sondern friedlich und unter Schonung der Sprache. In der Ostheide manifestiert sich die ehemalige Verbreitung des Slawentums nicht nur in den Rundlingsdörfern, sondern auch im Hausbau, wie wir im 13. Kapitel zeigen werden. Die Lage der größeren Siedlungen ist eine peripherische, nur im Neetzetal schieben sich Dahlenburg und Thomasburg als alte Grenzburgen in die zentralen Gebiete, auch sie erreichen jedoch nicht tausend Bewohner. Die anderen Siedlungen sind klein, liegen meist weit auseinander und zeigen nur auf Lehmböden eine gewisse Häufung. Trotz der einsamen Heideflächen fehlt das Einfamilienhaus. Dies erklärt sich wiederum aus der Geschichte. Die im Defensivzustand sich befindenden Slawen legten zum gegenseitigen Schutz ihre Höfe zusammen und die Germanen übernahmen ohne größere Veränderungen die alte Siedlungsform.

Kapitel 6.

Die Westheide.

Die Betrachtung einer Höhenschichtenkarte zeigt uns deutlich, wie sich als die auffallendsten Formen des Reliefs der Lüneburger Heide einige langgestreckte Hügelketten herausheben, die im S von Hamburg mit den Schwarzen Bergen beginnen und anfangs in nordsüdlicher Richtung streichen, um allmählich nach SO umzubiegen. Zu diesen Hügelketten gehören die Höhenrücken, die wir schon als die westlichen Begrenzungen der Ilmenaumulde und des Ülzener Beckens kennengelernt haben. Im O und N werden die Hügelketten der Westheide — in denen unser Gebiet auch seine größten Meereshöhen mit 170 m erreicht — durch einen deutlichen Erosionssteilrand begrenzt, während sie sich nach W und S allmählich abdachen und nur stellenweise die Grenze scharf und deutlich gezogen ist. Die Westheide stellt keinen geschlossenen Höhenrücken dar. Durch tiefe breite Täler haben sich hier isolierte Hügelgruppen heraus-

gebildet, welche sich zu zwei großen Zügen zusammenfassen lassen. Beide Züge verlaufen in einem nach NO offenen Bogen. Den äußeren größeren Höhenzug bilden die Schwarzen Berge, die Hanstedter Berge, die Hügel der Zentralheide, die Raubkammer und das Lüß. Im O des Isetals bilden die Wittinger Berge den äußersten Ausläufer. Die Längserstreckung dieser äußeren Höhenzüge beträgt 150 km. Nach NO ist ihnen die innere Hügelzone vorgelagert. Sie umfaßt den Garlsdorfer Wald, den Forst Buchwedel, den Ravener Höhenrücken, den Sottorfer Busch und den Süsing. Die Längserstreckung dieser inneren Höhenzone beträgt nur 50 km. Ihre größten Höhen erreicht sie im Ahrberge mit 143 m.

Die tief eingeschnittenen Täler ermöglichen es, den inneren Bau dieser gewaltigen Aufschüttungszone genauer zu studieren. Der Wert der Aufschlüsse wird allerdings stark beeinträchtigt durch die Gehängeschuttbildungen, die ich hier in Dimensionen feststellen konnte, wie sie bisher aus Norddeutschland nicht bekannt waren. Sicher sind sie auch in anderen Gebieten vorhanden, dort aber bisher übersehen worden.

Der innere Höhenrücken.

Wir beginnen unsere Besprechungen mit dem inneren Höhenrücken. Seine Grenzen sind sowohl gegen die äußere Hügelzone, als auch gegen die Ilmenaumulde und das Ülzener Becken außerordentlich scharf. Sie werden gebildet durch zwei tiefe Talungen, deren eines, das Ilmenau-Urstromtal, wir schon kennen gelernt haben bei der Besprechung der Ilmenaumulde. Parallel zu ihm verläuft als westliche Begrenzung der inneren Höhenrücken eine Talung, die ebenfalls heute nicht mehr einheitlich entwässert wird, aber durch ihren geschlossenen bogenförmigen Verlauf auf eine einheitliche Entstehung hindeutet. Quertäler gliedern die innere Hügelzone in einzelne Rücken, deren Namen wir schon aufgezählt haben. Von ferne gesehen, erscheinen diese Hügelgruppen als ein welliges Gebiet; wenn wir auf der Höhe angelangt sind, sehen wir, wie sich hier Hochflächen ausbreiten, nur hier und da von isolierten Kuppen überragt. Die große Verbreitung dieser ebenen Hochflächen zeigt, daß das ganze Hügelland aus der Zertalung einer Hochfläche hervorgegangen ist, von der auch noch jetzt große Gebiete unzerschnitten vorhanden sind. Die gewaltige Ausdehnung der Gehängeschuttbildungen macht hier den Wert der geologischen Feldaufnahmen stark illusorisch, morphologische Methoden müssen hier in den Vordergrund treten bei der Deutung der Landschaftsformen.

Die tief eingeschnittenen Täler haben nur an wenigen Stellen die Schichten älterer Eiszeiten angeschnitten. So steht bei Oldendorf in etwa 35 m Höhe ein Geschiebemergel an, den ich einer älteren Eiszeit zurechnen möchte, weil nach Kombinationsprofilen über ihm die Sande des oberen Diluviums folgen. Derselbe Geschiebemergel wird bei Soderstorf von der Luhe angeschnitten und wird hier zu einer Steinsohle umgewandelt, indem der Fluß die feineren Bestandteile wegspült und nur die großen Geschiebe liegen läßt. Seine Oberkante liegt hier etwa 45 m hoch. Weiter oberhalb schneidet die Luhe rote, stark verwitterte Sande und Kiese an, die ich ebenfalls einer älteren Eiszeit zurechnen möchte,

weil sie im Niveau der großen Kieselgurlager liegen, die sich hier vorfinden. Einen zwingenden Beweis dafür dürfte auch die Spezialkartierung nicht zu erbringen imstande sein. Im Auetal beginnen direkt über dem Flusse die Sande des oberen Diluviums, so daß hier die Oberkante des älteren Diluviums ebenfalls keine großen Höhen erreichen dürfte. Auch das Lopautal oberhalb von Amelinghausen schneidet bis Bockum keine älteren Schichten an, erst oberhalb von Bockum scheint sich das Bild zu ändern. Bei Egestorf steht in 80 m Höhe ein Geschiebemergel an, der weiterhin von Sanden überlagert zu werden scheint. Es scheint hier eine inselartige Hervorragung des älteren Reliefs zu bestehen, wie wir sie in einem früheren Kapitel auch bei den Wierener Bergen kennengelernt haben. Mehr aus negativen als aus positiven Beweisen geht also hervor, daß im allgemeinen die Oberfläche des älteren Diluviums in der inneren Höhenzone verhältnismäßig tief liegt. Daraus ergibt sich eine außerordentliche Mächtigkeit des oberen Diluviums. Dieses besteht der Hauptsache nach aus den Schichten der Sandrformation, welche auf der Höhe von einem Geschiebemergel überlagert werden. Bei der späteren Eintiefung der Täler haben sich hier große Bodenbewegungen vollzogen, der Geschiebemergel ist allmählich die Hänge herabgerutscht und dabei mehr oder weniger in Kies umgewandelt worden. Die Mächtigkeit dieser Gehängeschuttbildungen macht es uns in den meisten Fällen unmöglich, die Grenzen des Geschiebemergels und der liegenden Sande genau festzulegen. Wir sind hier auf Kombinationsprofile angewiesen, die uns die wenigen tieferen Aufschlüsse geben. Ich habe eine große Anzahl von Profilen aufgenommen, aus denen die Mächtigkeit des Geschiebemergels und der liegenden Sande gut hervorgeht. Danach spielen die letzteren beim Aufbau der Landschaft die Hauptrolle und erreichen bedeutende Mächtigkeiten. Die Mächtigkeit dieser Sande, die der oberen Sandrformation angehören, beträgt bei Amelinghausen 60 m, Raven 65 m, Soderstorf 55 m, Wulfsode 25 m, Garlstorf 60 m. Hauptsächlich herrschen deutlich horizontalgeschichtete Sande vor, daneben finden wir auch zahlreiche Stellen, wo die Sande Diagonalschichtung aufweisen. Ihre bedeutende Mächtigkeit und Ausbildung deutet ebenfalls darauf hin, daß sie in einem glazialen Stausee gebildet wurden, den im S interglaziale Höhen begrenzten. Wir werden diese älteren Höhenzüge bei der Besprechung der äußeren Höhenketten finden. Auf den Hochflächen ist der Geschiebemergel weit verbreitet, aber nur an wenigen Stellen gut aufgeschlossen, so bei Tellmer, wo in einer 6 m tiefen Lehmgrube sein Liegendes nicht erreicht wurde. Auf Grund zahlreicher Kombinationsprofile schwankt seine Mächtigkeit zwischen 5 und 15 m. Die mächtigen Schichten der oberen Sandrformation und der hangende Geschiebemergel bauen eine Aufschüttungstafel auf, aus der im Postglazial die Zertalung die heutigen Höhenzüge schuf. Die postglazialen Täler bildeten sich im Anschluß an die Urstromtäler der Ilmenau und Aue. Beide begrenzen den inneren Höhenrücken im NO und SW. Das Urstromtal der Aue ist stellenweise nur wenig eingeschnitten, so daß oft die Grenze zwischen dem inneren und äußeren Höhenrücken unscharf erscheint. Einige Quertäler, die wir als Abschmelztäler auffassen können, gliederten noch einzelne Höhenrücken ab. Diese Quertäler sind heute zumeist Trockentäler, nur ein einziges

wird von einem Flusse benutzt, das Luhetal, oberhalb von Amelinghausen. Wo uns die Hochflächen noch nicht angeschnitten durch die jüngere Erosion entgegentreten, zeigen sie die flachwelligen Lehmböden der Grundmoränenlandschaft. Einebnungsflächen treten ganz zurück, da die Nachbarschaft des schon beim Beginn der Abschmelzperiode etwa 30 m in die Hochfläche eingesenkten Aue-Urstromtales es bedingte, daß die Schmelzwässer schon anfangs tiefe Rinnen eingruben und erst später bei Überwiegen der Seitenerosion die breiten Talböden schufen, die uns in der Gegend von Evendorf noch gut erhalten entgegentreten und auch im Luhetal sich durch eine Terrasse andeuten, deren Boden ungefähr im Niveau der noch erhaltenen Talsohle des Urstromtals der Aue liegt.

Die noch erhaltenen Hochflächen liegen im S noch über 100 m hoch, um nach N hin sich allmählich zu senken bis auf 60 m im Forst Buchwedel. Von den vielen Kuppen, die sich an vereinzelten Stellen über die Hochflächen erheben, ist der Ahrberg die bedeutendste. Er überragt um 40 m seine Umgebung. Bei der geringen Intensität der Aufpressung und der Spärlichkeit der Aufschlüsse ist es unmöglich, größere Endmoränenstaffeln abzusondern, obwohl sie sicher vorhanden sind. So zeigt eine Kiesgrube, welche bei Schätzendorf in der südlichen Fortsetzung des Ahrberges liegt, eine deutliche Endmoränenstruktur. Stark aufgepreßte Sande und Kiese werden mantelartig vom Geschiebemergel und seinen Aufarbeitungsprodukten umlagert. Auf Aufpressungserscheinungen weisen auch die Sande und Kiese hin, welche an vereinzelten Stellen die Lehmflächen durchragen. Wie schon bemerkt, war es mir unmöglich, Staffeln von Endmoränen auszuscheiden. Dies würde auch für die Praxis von geringer Bedeutung sein, da im Relief der Landschaft die Endmoränen fast ganz zurücktreten und wir an Hand der Urstromtäler immerhin imstande sind, die einzelnen Phasen der Abschmelzzeit mit einiger Sicherheit zu verfolgen.

Die Herausbildung des heutigen Formenschatzes ist der Hauptsache nach bedingt durch die subsequenten Täler, die sich im Anschluß an die beiden Urstromtäler entwickelten. Eingeschnitten in die Sandrformation des oberen Diluviums liegen sie zum größten Teil trocken, nur wenige schneiden den Grundwasserspiegel an. Sie verdanken ihre Entstehung gewaltigen Regengüssen, welche anfangs vorhandene Nischen benutzend, sich allmählich tief einschnitten. Stellenweise haben sie Einzelberge herauspräpariert, die sich in den Tälern erheben als Zeugen der früher weiter ausgedehnten Hochflächen. Diese steilgeböschten Täler werden heute durch die schützende Heidekrautvegetation konserviert. Würden sie dem heutigen Klima mit seinen Landregen ausgesetzt, so würden die steilen Talflanken abgeböscht und die Talböden zugeschüttet, nur bei stärkeren Gewitterregen würde auch eine Ausräumung stattfinden, die allerdings der Verschüttung das Gleichgewicht zu halten nicht imstande wäre. Hier drängt sich eine Reihe von Problemen auf. Das Heidekraut hat einen Formenschatz herübergerettet, der unserem heutigen Klima sicher seine Entstehung nicht verdankt. Er entstand wahrscheinlich zu einer Zeit, als noch keine schützende Pflanzendecke die Abtragung verhinderte — als etwa weitstehende Gräser ausgedehnte Gebiete bedeckten — und auch die Art der Abtragung von der heutigen

verschieden war, indem periodische Regengüsse vorherrschten und die für das heutige regenreiche Klima bezeichnenden Landregen mit ihrer abböschenden Wirkung zurücktraten. Das damalige Klima muß also unausgeglichener, kontinentaler gewesen sein, das paßt auch wieder zu der von uns gemutmaßten Grasvegetation, die heute für steppenartige Gebiete bezeichnend ist. Denn das Heidekraut bevorzugt im allgemeinen ein feuchtes Klima und meidet Gegenden, die sich durch lange Trockenheit und Winterkälte auszeichnen. Wie wir schon bei der Betrachtung der Ilmenaumulde gesehen haben, erfolgte die Bildung des Talnetzes zu einer Zeit, als die Gletscher schon aus unserer Gegend abgeschmolzen waren. Es geht daraus hervor, daß diese trockenen Zeiten, die uns eigenartige Oberflächenformen noch andeuten, postglazialen Alters sein müssen. In solchen trockenen, vegetationsarmen Zeiten mußten sich in diesen zumeist aus lockeren Sanden, Tonen und Geschiebemergeln aufgebauten Gebieten auch Bodenbewegungen großen Maßstabes ereignen, die teils in einem Abgleiten der von der Pflanzendecke nicht gefestigten Lehmböden, teils auch in einem Abspülen und allmählichen Abwärtswandern der Sande und Kiese bestanden. Bei der Wichtigkeit dieser eigenartigen Vorgänge kommen wir darauf noch eingehend zu sprechen und wollen im 12. Kapitel unsere Beobachtungen über Bodenbewegungen in der Lüneburger Heide kurz zusammenfassen, um späteren Forschern einen Überblick zu erleichtern. Hier sei nur vorausbemerkt, daß diese Bodenbewegungen besonders am westlichen Abhange des Garlstorfer Waldes große Beträge erreichen. Wir glauben annehmen zu dürfen, daß im Gebiete der inneren Höhenrücken vielleicht mehr als der vierte Teil der oberflächlich verbreiteten Geschiebemergel und Geschiebelehme sich auf sekundärer Lagerstätte befindet, also erst durch Bodenbewegungen an seine heutige Stelle gelangt ist. Diese Bodenbewegungen sind bisher von den kartierenden Geologen übersehen, wie ein Blick auf die ähnlich gebauten Kartenblätter des Fläming (57) zeigt.

Das geologische Bild bedingt die Physiographie der inneren Höhenzüge. An den randlichen Zonen stehen die Schichten der Sandrformation an. Die tief eingeschnittenen Täler führen daher kein Wasser, sondern liegen wegen des tiefen Grundwasserstandes trocken. Die Gehänge sind mit Heidekraut bewachsen, dazwischen bilden Kiefernanflugwald, Birken und Wacholder hainartige Bestände. Eine Ausnahme macht nur der westliche Abhang des Garlstorfer Waldes, wo die schon erwähnten Bodenbewegungen große Geschiebelehmflächen zum Abrutschen gebracht haben. Hier finden wir grüne Wiesen, und klare Wasseradern rieseln auf dem Lehmboden herab. Der Ostabhang des Garlstorfer Waldes ist vor den heftigen Westwinden geschützt, hier gedeihen Fichtenhaine und bringen in die Landschaft einen schönen Zug, der an Gebirge erinnert. Im Gegensatz zu den meist mit Heiden bedeckten wasserlosen Gehängen stehen die lehmbedeckten Hochflächen. Hier finden wir Laubholzbestände — meist Buchen — mit prächtigem Unterholz, mit Farnen und Ilex. Hin und wieder auch sumpfige Wiesenflächen mit Bruchwald. Wir haben schon bemerkt, daß am östlichen Abhange des Garlstorfer Waldes Fichten in größeren Beständen auftreten. Diese geben im Verein mit dem bewegten

Relief der Landschaft einen Charakter, der auffallend an die deutschen Mittelgebirge erinnert. Diese Ähnlichkeit wird noch dadurch verstärkt, daß die hier nur in kleineren Exemplaren auftretenden Bäume sich auch den Proportionen der Landschaft besser anschmiegen. Im allgemeinen werden auch hier die Laubholzbestände immer mehr von dem anspruchsloseren Nadelholz und weiten Äckern verdrängt, welch letztere die flachwelligen fruchtbaren Böden begünstigen. Als Unterholz in den Wäldern bildet auch Ilex große Bestände. Der Geschiebemergel, der hier in Höhen von über 100 m vorkommt, senkt sich nach NO allmählich, bis er in der Ilmenaumulde und im Ülzener Becken auf weniger als 60 m Höhe herabgeht. Dasselbe Verhalten findet nach N hin statt, wo die Oberkante des Geschiebemergels im Forste Buchwedel ebenfalls nur noch in 60 m Höhe liegt. Die Täler, welche die innere Hügelzone begrenzen, sind nach N zu tief eingeschnitten, während sie sich nach S zu allmählich verflachen. Infolgedessen sind die nördlichen Teile, wie der Forst Buchwedel, der Garlstorfer Wald, der Ravener Höhenrücken und der W des Sottorfer Busches, stark von Seitentälern zerschnitten, so daß hier der Charakter der Hochfläche an vielen Stellen verloren geht und das Phänomen der Einzelberge besonders gut auftritt. Wo weiter im S sich die Täler verflachen, ist die Hochfläche auch in geschlossenerem Zusammenhange geblieben. Hier finden sich in den Lehmhochflächen auch größere, von subsequenten Tälern noch nicht angeschnittene Mulden. In solchen sammelt sich das Regenwasser, es bilden sich Bruchwälder mit großen Erlenbeständen, wie im Sottorfer Busch. Hier finden wir auf den großen Lehmhochflächen auch größere Ackergebiete. Weiter nach O nähert sich die innere Höhenzone dem tiefen Ilmenautal. Die Zertalung wird hier wieder größer. Bruchwälder treten zurück und der hier sich ausdehnende Süsing ähnelt mit seinen Buchenwäldern wieder dem Garlstorfer Walde, dessen landschaftliche Reize auch hier die starke Zertalung bedingt. Die Laubwälder, welche den Garlstorfer Wald und den Süsing bedecken und sich in kleinerem Maßstabe auch an anderen Stellen des inneren Höhenrückens wiederfinden, sind ursprüngliche Bestände, durchquert von gras- und heidebewachsenen Schneisen. Es fehlt hier die Schachbrettanordnung der jüngeren Kiefernbestände. Deshalb bieten diese von der Kultur wenig veränderten Bestände manche reizvolle Bilder. Der Abfall des Süsing gegen das Ilmenau-Urstromtal ist steil und an vielen Stellen in Einzelberge aufgelöst, nach O senkt er sich allmählich herab zu der Höhenschwelle, welche die Ilmenaumulde vom Ülzener Becken trennt. Während die übrigen Rücken der inneren Hügelzone nur durch Quertäler gegliedert werden, schiebt sich in den Süsing auch ein eigenartiges Längstal, das von der oberen Gerdau benutzt wird und ihn in zwei parallele Höhenrücken zerlegt. Hier liegt wahrscheinlich ein Eisrandtal vor, welches weiter im O in ein Abschmelztal übergeht. Im O von Velgen setzt es sich in einer flachen Mulde fort. Es scheint hier, als ob das günstiger situierte Tal im S von Velgen eine alte Talung angezapft und entwurzelt hat. Der des tiefer gelegten Oberlaufes beraubte Unterlauf wird ebenfalls von einem kleinen Bache benutzt, der im N von Luttmissen in das Varendorfer Tal mündet. Dieses bildet auch die Ostgrenze des Süsing.

Zusammenfassung.

An dem Aufbau der inneren Höhenrücken sind die mächtigen Schichten der oberen Sandrformation beteiligt, welche überlagert werden von einem Geschiebemergel, der vielleicht 15 m mächtig wird, auf weite Strecken mehr als 100 m hoch liegt, um nach N und NO sich allmählich zu senken. Durch die beiden Talungen, die ihn im NO und SW begrenzen, erklärt sich sein bogenförmiger Verlauf. Es sind dies das Ilmenau-Urstromtal und das Aue-Urstromtal. Durch Quertäler werden einige Höhenrücken abgegliedert. Im N und O hat bei der Nähe der tiefen Täler der Elbe und Ilmenau die Erosion besonders stark gewirkt und hier den Eindruck der Hochfläche zerstört, die nur noch in den mittleren Teilen erhalten ist. Bei der großen Mächtigkeit der Sande liegt der Grundwasserspiegel tief, nur die größeren Täler führen Wasser, fast sämtliche der Quergliederung liegen trocken. Die lehmreichen Hochflächen werden von Ackerland und Laubholzbeständen bedeckt, in den sandigen Randzonen finden sich Kiefernbestände und große Heidekrautflächen. Nur im Sottorfer Busch ist die lehmige Hochfläche so gut erhalten, daß sich in ihren Mulden Wasser ansammeln konnte, welches den dortigen Erlenbruch bedingt. Die mächtige Sandrformation ist in einem Stausee entstanden, den im S größere Höhen überragten. Diesen interglazialen Höhenrücken werden wir in der äußeren Hügelzone wiederfinden. Eigenartig ist dabei das Ansteigen der Oberkante des Geschiebemergels von NO nach SW.

Die äußeren Höhenzüge.

Die Westgrenze der inneren Höhenzüge bildet das Aue-Urstromtal, das heute nicht mehr einheitlich entwässert wird. Im N hat sich in seinen Talboden das Auetal eingeschnitten, es folgt dann weiter im S ein jetzt trocken liegendes Talstück, welches das Evendorfer Trockental heißen möge. Das weiter folgende Talstück wird durch den Ehlbach in die Lopau entwässert. Im S des Sottorfer Busches ist das Tal nur schwach muldenförmig ausgebildet, um weiter im O durch das Öchtringer Tal bezeichnet zu werden. Der alte Talboden ist nur noch bei Evendorf und im S von Schwindebeck deutlich erhalten. Er liegt etwa 25 m über den heutigen Talböden. Im O schneidet sich in den breiten Talboden des Evendorfer Trockentals das Tal des Schwindebaches ein. Der Schwindebach benutzt in seinem oberen Tal die Folgetäler des älteren Urstromtales. Daraus erklärt sich der eigenartige Knick in seinem Verlauf. Auch durch den geologischen Befund erweisen sich die alten jetzt trocken gelegten Talböden als Erosionsgebilde. Im Evendorfer Trockental steht an vielen Stellen die obere Sandrformation an, während der darüber liegende Geschiebemergel weggespült ist. In der genauen Fortsetzung des Aue-Urstromtales liegt die Endmoräne, welcher die Ebstorfer Verebnungsfläche vorgelagert ist. Es geht daraus hervor, wie verschiedenartig eine Eisrandlage angedeutet werden kann. Steigt die Landoberfläche im Sinne der Eisbewegung an, so fließen die Schmelzwässer am Eisrande entlang und bilden ein Urstromtal, im entgegengesetzten Falle bilden sie eine Einebnungsfläche, wenn die Neigung der Landoberfläche nur gering ist. Bei verstärkter Neigung

derselben beschränkt sich die Schmelzwasserwirkung auf kleine Gebiete und bildet Abschmelztäler senkrecht zum Eisrande gerichtet. Wir haben auch gesehen, wie ein Urstromtal durchaus nicht in seinem ganzen Verlauf ein gleichsinniges Gefälle haben muß. Der größere Teil des Aue-Urstromtales entwässerte sich nach NW, der kleinere nach SO. Das dazwischen liegende Talstück ist nur undeutlich ausgeprägt durch die schwache Mulde im S des Sottorfer Busches. Im nördlichen Stück des Aue-Urstromtales, in welches heute sich das jüngere Auetal eingeschnitten hat, läßt sich der ältere Talboden noch nachweisen in einer gut erhaltenen breiten Terrasse, die in einer Meereshöhe von 62 m (25 m über dem heutigen Flusse) liegt. Auf dieser Terrasse liegen auch die Ortschaften Nindorf, Ollsen und Schätzendorf, da das hier schmale Auetal von sumpfigen Wiesen bedeckt wird, die eine Siedlung im Talgrunde nicht begünstigen. Dieser hochgelegene Talboden des Auetals setzt sich weiterhin fort in dem Talboden des oberen Seevetals, an welchen sich weiterhin die großen -andigen Verebnungsflächen anschließen, die hier mit einem scharfen Gefällsknick absetzen gegen die Hanstedter Berge. Als das Aue-Urstromtal entstand, war das Elbtal bei Harburg noch nicht vorhanden, und die Schwarzen Berge setzten sich fort bis zu den Hügeln bei Blankenese. Es flossen die Schmelzwässer ab über die schon damals bestehende tiefe Senke des Seevetals und schufen hier die großen Einebnungsflächen, über welche sich so deutlich die hohen Heidehügel erheben. An seiner niedrigsten Stelle zwischen den Lohbergen und den Hanstedter Bergen liegt der Talboden des Seevetals 58 m hoch. Umgekehrt liegt der Talboden des Ilmenau-Urstromtals im W von Salzhausen 53,2 m hoch. Daraus geht hervor, daß zu seiner Entstehung die Schmelzwässer nicht mehr über die 58 m hohe Wasserscheide im Seevetal abfließen konnten, sondern sich das Elbtal schon als schwache Mulde ausgebildet hatte. Dadurch können wir auch die Zeit der ersten Eintiefung des Elbtales genauer bestimmen. Sie fand statt in der Zeit, in welcher das Eis vom Aue-Urstromtal bis zum Ilmenau-Urstromtal abschmolz. Die Urstromtäler wurden nur so lange von fließendem Wasser benutzt, als der Eisrand in ihrer Nähe lag. Darauf wurden sie trocken gelegt und von jüngeren Tälern zerschnitten. Die beiden großen Hauptentwässerungsadern sind Luhe-Lopau und Aue. Ihre Täler sind rechtwinklig zum Elbtal gerichtet. Sie verdanken ihre Entstehung ausschließlich der Rückwärtserosion, wie ich es schon beim Ilmenautal angedeutet habe (Kap. 4). Terrassenreste sind auch hier an vielen Stellen erhalten, sie lassen sich jedoch noch nicht in einen Zusammenhang bringen, wie beim Ilmenautal. Doch werden die dort sich zeigenden Entwicklungsphasen sich auch auf diese Täler übertragen lassen, weil beide von demselben sukzessive sich eintiefenden Haupttal abhängig sind. Wie bei der Eintiefung des jüngeren Talsystems die älteren glazialen Täler jüngeren Tälern als Leitlinien dienten, haben wir schon gezeigt. Die genannten Täler leiten in ihrem Oberlaufe schon über zu der großen äußeren Höhenzone, die im SW des Aue-Urstromtales beginnt. Ihren Verlauf haben wir schon angedeutet.

Die inneren Höhenrücken zeigten große Mächtigkeiten des oberen Diluviums. Dies ändert sich im äußeren Höhenrücken. Hier rückt die Oberkante des unteren Diluviums in bedeutende Höhenlagen. Das ältere

Diluvium tritt einerseits in älteren Tonen und Geschiebemergeln, anderseits in interglazialen limnischen Ablagerungen auf. Einige von diesen Aufschlüssen wurden schon in den Jahrbüchern der Landesanstalt (12, 15) beschrieben, ich kann deshalb darauf verweisen. Andere Fundpunkte sind seitdem in großer Zahl bekannt geworden. Ich habe alle Punkte, in denen älteres Diluvium ansteht, in einer Karte vereinigt, welche in übersichtlicher Weise diese Verhältnisse anzeigt. Die Oberkante des älteren Diluviums finden wir nur dort, wo Täler gute Aufschlüsse gewähren, oder wo Bohrungen niedergebracht sind. Als negatives Kriterium kann der hohe Grundwasserstand der Abdachung im SW angesehen werden, da er anzeigt, daß unter den sandigen Schichten des oberen Diluviums hier in nicht allzu großer Tiefe wasserundurchlässige ältere Schichten anstehen müssen. Besonders wichtig sind die interglazialen Süßwasserbildungen. Ich gebe hier einige Zahlen an, welche die Höhenlage der Oberkante dieser Bildungen bezeichnen. Breloh 74 m, Hösseringen 68 m, Hützel 63 m, Oberohe 74 m, Lopau 67 m. Dazu kommen große Lager von Süßwasserkalken mit folgenden Höhenzahlen. Westerweyhe 70 m, Weste 50 m, Rosche 53 m, Honerdingen 47 m, Niederaverbergen 23 m. Der morphologische Wert dieser Zahlen ergibt sich erst, wenn wir diese limnischen Ablagerungen mit rezenten Bildungen vergleichen. Heute finden sich Seebecken in großer Zahl in der baltischen Seeenplatte. Ihre Tiefen hat Wahnschaffe in seiner Arbeit über die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes übersichtlich zusammengestellt (16). Die Seebecken weisen in den meisten Fällen Tiefen von mehr als 10 m auf und werden oft mehr als 50 m überragt von Geländeschwellen. So stellen die vorhandenen Kieselgur- und Süßwasserkalklager nur Ausfüllungen von Seebecken dar, über welche sich sicher große Teile des Landes erhoben. Bohrungen im Forst Rosengarten bei Harburg und im Forstort Unterlüß erbohrten das ältere Diluvium in Höhen von 105 und 90 m. Sicher aber haben Höhen noch weiter aufgeragt. Wenn wir bei Wilsede in einer Meereshöhe von 125 m horizontal geschichtete Sande der oberen Sandrformation vorfinden, so ist damit wahrscheinlich gemacht, daß hier das interglaziale Relief noch zu größeren Höhen aufragte und wesentlich beteiligt ist an der Herausbildung dieses Höhenzuges. Auch die vielen neueren Aufschlüsse in der Raubkammer zeigen, daß hier die Sandrformationen stellenweise Mulden eines sehr welligen Reliefs ausgefüllt haben. Wir werden also nicht fehlgehen, wenn wir hier einen interglazialen Höhenrücken annehmen, in dessen tiefsten Mulden sich Süßwasserbecken befanden. Dieser Höhenrücken erscheint am Ende der Interglazialzeit stark zertalt. Das breite Isetal war schon vor der letzten Eiszeit vorhanden und auch das Seevetal war schon interglazial vorgebildet, da sich hier ebenfalls der Geschiebemergel hineinsenkt. Infolge dieser Zertalung wurde der Höhenrücken ähnlich, wie wir es heute bei der preußischen Seeenplatte beobachten können, an den Randgebieten in einzelne isolierte Höhenzüge aufgelöst. Ich habe diese Vorhügel ebenfalls auf der Karte angedeutet. Zu ihnen gehören nicht nur die isolierten Aufragungen des älteren Diluviums, welche wir schon in einem früheren Kapitel kennen gelernt haben, sondern auch die Lohberge und das Massiv des Falkenberges, die wir noch besprechen werden.

Ich habe diesen interglazialen Höhenrücken, der sich weiter im O auch im Fläming fortzusetzen scheint, präbaltischen Höhenrücken genannt. Dieser Name deutet zugleich seine Ähnlichkeit mit der heutigen baltischen Seeenplatte an. Der präbaltische Höhenrücken führt uns zu einer sehr interessanten und zugleich wenig geklärten Frage in der Morphologie des norddeutschen Flachlandes. Es ist hier nicht die Stelle, die älteren Ansichten zu untersuchen, die sich mit den eigenartigen hohen Landrücken des norddeutschen Flachlandes beschäftigt haben. Wir erwähnten schon im 2. Kapitel dieser Arbeit, daß man sich vor der Aufstellung der Eiszeittheorie die Gebirge Mitteldeutschlands im Untergrunde des Flachlandes fortgesetzt dachte, nur mit Konturen, die durch die diluviale Bedeckung gemildert waren. Diese Ansichten mußten natürlich fallen gelassen werden, seitdem die Tiefbohrungen überall die Unabhängigkeit des heutigen Reliefs von den vereinzelt auftretenden Horsten — also den Hebungslinien — älteren Gesteins nachgewiesen hatten. Eine neuere Theorie stellte Wahnschaffe (16) auf. Er nimmt an, daß die Gletscher beim Überschreiten der Ostsee an Transportfähigkeit verloren und ihre Moränen in größerer Mächtigkeit abzusetzen gezwungen wurden. Einerseits wissen wir jedoch noch nicht, wie die Entstehung und die frühere Geschichte der Ostsee sich abgespielt hat, anderseits liegt kein Grund vor, die Ostsee mit ihren — gegen die Riesengletscher — verschwindenden Tiefen dafür verantwortlich zu machen. Wir glauben vielmehr annehmen zu können, daß der baltische Höhenrücken die Grenzen der Ostsee bestimmt hat, nicht umgekehrt. Solange uns nur der baltische Höhenrücken bekannt war, konnten wir nur theoretische Bedenken äußern; seitdem sich jedoch auch der von der Ostsee doch wohl vollständig unabhängige präbaltische Höhenrücken als ein mächtiges diluviales Aufschüttungsgebilde herausgestellt hat, glauben wir nach allgemeineren Entstehungsursachen suchen zu müssen. Wie wir schon im 3. Kapitel eingehend dargelegt haben, unterscheiden wir bei jedem Vereisungsgebiet eine Zone der zentralen Abtragung und eine peripherische Zone der Aufschüttung, das Exarationsgebiet und das Akkumulationsgebiet. Die Grenzen zwischen beiden werden nie scharf zu ziehen sein, bald wird das eine, bald das andere ausgedehnter erscheinen. Aber auch die glaziale Aufschüttung im Akkumulationsgebiete wird nicht überall gleich große Beträge erreichen. Gering an der Grenze zwischen Abtragungs- und Aufschüttungsgebiet, wird sie nach außen hin allmählich zunehmen, um wiederum an den peripherischen Gebieten, wo auch die Mächtigkeit der Eisdecke geringer wird, wieder abzunehmen. So schaltet sich zwischen das Abtragungsgebiet und die äußersten Grenzen einer jeden Vereisung eine Zone ein, in welcher die Aufschüttung ihr Maximum erreicht. Diese maximalen Aufschüttungszonen werden sich bei größeren Eiszeiten immer weiter nach außen verschieben. Rein theoretisch würden wir bei mehrmals vereist gewesenen Gebieten mehrere konzentrisch angeordnete Maximalaufschüttungszonen vorfinden. In Wirklichkeit wird sich die Sachlage anders verhalten. Ein Aufschüttungsgürtel einer älteren Eiszeit wird, sofern er nicht in einer folgenden Interglazialzeit erniedrigt wurde, sei es durch allgemeine Senkungserscheinungen, sei es durch eine sehr wirksame Erosionswirkung, in seinem Hinterlande die Ablagerungen jüngerer Eiszeiten zum Aufstauen

bringen, wie wir es in der inneren Hügelzone der Heide gesehen haben. Die verschiedenen Zonen maximaler Aufschüttung wachsen also hier zu einem einzigen breiten Höhenrücken zusammen, dessen Bau durch Ablagerungen von verschiedenen Eiszeiten gebildet wird, wie dies in Fig. 3 schematisch angedeutet ist. So scheint die Sachlage in Ostpreußen, Westpreußen und Pommern zu liegen, wo die maximalen Aufschüttungszonen verschiedener Eiszeiten den mächtigen baltischen Höhenrücken aufgebaut haben, während im S desselben das Diluvium nur geringe Mächtigkeiten erreicht. Im W verändert sich das Bild. Hier sehen wir einen anderen Aufschüttungsgürtel weiter nach S vorgeschoben, während sich die baltische Seeenplatte mit wesentlich kleineren Proportionen am Südrande der Ostsee fortsetzt. Die hier sich vorfindenden Verschiedenheiten können nur darauf zurückgeführt werden, daß hier die älteren Aufschüttungszonen so weit erniedrigt wurden, daß sie auf die jüngeren nicht mehr auftauend wirken konnten. Beim ersten Blick erscheint es verlockend, anzunehmen, daß die größere Regenmenge der westlichen Gebiete hier auch die Abtragung beschleunigt habe und so schneller größere Aufschüttungsgebiete verebnet worden wären, als im regenarmen Osten. Wir müssen diese Auffassung, daß in niederschlagreicheren Zeiten auch die Abtragung beschleunigt wird, entschieden bekämpfen, obwohl sie gerade neuerdings einen immer größeren Anhängerkreis erhält. Verstärkte Niederschläge bedingen jedesmal eine üppigere Pflanzenwelt, welche die Formen des Bodens vor jeder stärkeren Abtragung schützt. Eher regenarme Perioden von kontinentalem Charakter unter Periodisierung der Niederschläge und Verarmung des Pflanzenteppichs werden die Abtragung begünstigen. Solche Perioden werden in verstärktem Maße aber gerade im kontinentalen O auftreten und bewirken, daß hier die Abtragung eine stärkere wird. Wir können also nur periodische Senkungen des Untergrundes dafür verantwortlich machen, daß im W die Aufschüttungsgebilde stärker erniedrigt wurden. Wir haben Beweise dafür, daß in postpliozänen Zeiten sich im W von Norddeutschland Senkungen ereignet haben, die noch in postglazialer Zeit fortgedauert haben, wie die verbogenen Terrassen an den unteren Tälern der Ilmenau und Neetze bewiesen. Diese Verbiegungen bewirkten es, daß im NW von Deutschland das Niveau unter dem Meeresboden liegt, während im NO das Tertiär auf weite Entfernungen hin über dem Meeresspiegel sich befindet und von den Tälern angeschnitten wird. Die Senkungen haben die Aufschüttungszonen im W so erniedrigt, daß bei jüngeren Eiszeiten sich die Zonen maximaler Aufschüttung weiter nach S verlegen konnten, wo sie den präbaltischen Höhenrücken schufen. Die vierte Eiszeit hatte eine geringere Ausdehnung. In ihr entstand der westliche Teil des baltischen Höhenrückens. Die hier gegebene Erklärungsweise weicht von der zurzeit üblichen sehr ab, berücksichtigt dabei aber Tatsachen, die bisher vernachlässigt wurden. Die Landschaft dieses präbaltischen Höhenrückens wird derjenigen der baltischen Seeenplatte geähnelt haben. Auf einer geschlosseneren zentralen Höhenzone liegen zahlreiche Seebecken, während nach N und S Täler einzelne isolierte Höhenzüge geschaffen haben, denen bei ihrer geringeren Ausdehnung geschlossene Beckenformen gefehlt haben werden. Die Entstehung der Kieselgur als organogenes Gebilde macht keine Schwie-

rigkeiten, anders die der Süßwasserkalke, die ebenfalls Mächtigkeiten von mehr als 10 m erreichen. Schon Keilhack (12) beschäftigte sich mit der Frage nach der Herkunft der mächtigen Lager von Süßwasserkalk und nahm an, daß sie aus aufgearbeiteten Tertiärschichten entstammten. Die Annahme läßt sich jedoch für die Lüneburger Heide nicht verteidigen, da hier nirgends das Tertiär zu großen Höhen aufragt, sondern im Gegenteil recht tief liegt. Zugleich deutet die Kartenskizze an, daß die Kieselgurlager sich auf die zentralen Partieen des Höhenrückens beschränken, während den Kalklagern eine mehr peripherische Stellung zukommt. Dies deutet auf verschiedene Sedimentierungsverhältnisse hin. Wir müssen uns den präbaltischen Höhenrücken vorstellen als ein reichgegliedertes Hügelland, in dessen Senken die Seebecken liegen. Es geht daraus hervor, daß die Höhen Entkalkungsgebiete darstellen, die Mulden hingegen Anreicherungsgebiete lokaler Natur. Vgl. dazu die Arbeit von Passarge (90). Die Dauer des Entkalkungsprozesses ist abhängig von der Mächtigkeit der Entkalkungsgebiete, welche über den Mulden liegen. Dieser Entkalkungsvorgang wird in den den Atmosphärilien stärker ausgesetzten höheren Zonen schneller gewirkt haben als in den geschützteren niedrigeren Gebieten. Es ist nun ein eigenartiger Fingerzeig, daß in den hochgelegenen Gebieten des präbaltischen Höhenrückens sich Kieselgurlager sedimentierten, daß aber im Liegenden der Kieselgur bei Hützel und Hösseringen einige Meter Süßwasserkalk erbohrt wurden, zum Zeichen, daß hier zu Beginn der Interglazialzeit noch eine Kalkanreicherung stattfand, die erst später aussetzte. Die Diatomeen verlangen Wasser reich an Kohlensäure, die Kalke umgekehrt binden wieder Kohlensäure. Eine stärkere Vermehrung der Diatomeen konnte also erst vor sich gehen, als der Kalkanreicherungsprozeß aufgehört hatte. Dies war natürlich früher der Fall in den hochgelegenen zentralen Gebieten, die schneller entkalkt wurden. Die zahlreichen in diesen interglazialen Schichten aufgefundenen Tier- und Pflanzenreste sind noch nicht imstande, uns ein anschauliches Bild von den klimatischen Verhältnissen des Interglazials zu geben, da eine Gliederung der einzelnen Schichten noch nicht versucht wurde. In diesem Falle haben einige Vorkommnisse in den interglazialen Lagern eine große Bedeutung. Bei Hützel (38, IX. Jahrgang) besteht das Kieselgurlager aus zwei Horizonten. Der obere weist schneeweiße, der untere graue Lagen auf. Beide werden durch roteisenschüssige Sande getrennt. Eine ebensolche Zweiteilung ist auch bei Ober-Ohe zu beobachten, die obere Schicht hat hier 88% Si, die untere nur 75%, ist also schon stärker verunreinigt. Auch bei Rosche (15) werden die dortigen interglazialen Kalke durch Lagen roteisenschüssiger Sande getrennt.

Diese Beobachtungen, die bisher seltsamerweise gar nicht beachtet wurden, zeigen uns, daß zu einer gewissen Phase des Interglazials die Wasserbecken austrockneten und randliche Zuschüttung mit verwitterten Sanden überwog. Diese roten Sandlagen stellen wir in den Höhepunkt der Interglazialzeit, die limnischen Bildungen entsprechen weniger heißen regenreichen Zeiten, den Waldphasen von Wüst (143, S. 210). Die interglaziale Fauna weist öfters Anklänge an Steppen auf, die Pflanzenwelt erscheint besonders charakteristisch durch das Überwiegen von Laubhölzern. Wir schließen daraus, daß lehmige Moränenböden damals Gebiete

bedeckten, die heute zu den sandigen peripherischen Zonen der Würmeiszeit gehören, daß also bei der ausgedehnteren Rißeiszeit auch diese Zonen nach außen verschoben wurden. Den Charakter der temperierten interglazialen Lebewelt erkennen wir aus den Aufzählungen von Keilhack (12, 17), Müller (32), Dammer (55), Keilhack (57), Müller (70), Gagel (102), Wüst (144) und Weber (50). Die Riß-Würminterglazialzeit hat nicht nur lange angedauert, sondern in ihr war das Klima wesentlich heißer als heute, wie wir aus dem überaus häufigen Vorkommen von Eisenoxyden (Feretto!) schließen müssen. Die Schichten des älteren Diluviums sind stellenweise stark zersetzt und in die erwähnten eisenschüssigen Sande umgewandelt. Gegen Ende des Interglazials wurden viele von den Mulden zugeschüttet, an Stelle der Seebecken traten moorige Wiesen,wie es die Torffunde bei Hützel und Honerdingen beweisen. Von großer Bedeutung für die Erkenntnis des Baues dieses präbaltischen Höhenrückens erscheint uns eine Bohrung bei Westerweyhe, die in den dortigen Süßwasserkalken des Riß-Würminterglazials angesetzt wurde (33). Die Basis der Kalke wurde in 10 m Tiefe erreicht, darunter folgten 28 m mächtige Sande und Kiese mit eingelagerten Tonlinsen, das Liegende bildete ein 48 m mächtiger Geschiebemergel. Die interglazialen Seebecken waren — wie noch heute die Seebecken der baltischen Seeenplatte — in die Landschaft tief eingesenkt und zwar steht am Seeufer meist die Sandrformation an, während der Geschiebemergel denudiert ist. Wir schließen daher, daß die 28 m mächtigen Sande im Liegenden der Sandrformation der Rißeiszeit gleichzustellen sind, der 48 m mächtige Geschiebemergel schon der Mindeleiszeit angehört und identisch ist mit den gleichaltrigen mächtigen Grundmoränen. die im W Hannovers so zahlreich erbohrt wurden.

Die Oberkante des Mindelgeschiebemergels liegt bei Westerweyhe 37 m über Normalnull. Wir vermuten daher, daß am Aufbau des präbaltischen Höhenrückens auch Bildungen der Mindeleiszeit beteiligt sind. schon allein die 28 m mächtigen Sandrschichten der Rißeiszeiten lassen sich deuten als Bildungen eines Staubeckens, das im S von Höhen überragt wurde, die aus Mindelglazial aufgebaut waren. Auch hierin sehen wir wieder das Charakteristische dieser diluvialen Aufschüttungsrücken. daß die an ihrem Aufbau beteiligten Schichten nach dem Vereisungszentrum hin immer jünger werden, wie wir dies schon in der allgemeinen Übersicht auf Grund theoretischer Betrachtungen gefolgert hatten. Noch auf eine andere wichtige Erscheinung möchten wir aufmerksam machen. Der präbaltische Höhenrücken — sowohl in der Lüneburger Heide wie auch im Fläming — stellte keine monotone Hochfläche dar, sondern anscheinend eine stark kupierte Hügellandschaft ähnlich der heutigen baltischen Seeenplatte. Anscheinend war auch sein Landschaftscharakter durch eine Exarationslandschaft bedingt, und daraus können wir vielleicht folgern, daß auch die Abschmelzungsperiode der Rißeiszeit von lokalen Vorstößen unterbrochen wurde, ähnlich wie wir es für die Abschmelzperiode der Würmeiszeit annehmen. Die Klimakurve der Eiszeit stellt also keine monotone Wellenlinie dar, sondern weist auch eine reiche Einzelgliederung auf, die wir bei dem Weiterschreiten unserer Forschung immer deutlicher erkennen. Als die Gletscher der Würmeiszeit vorrückten, war der präbaltische Höhenrücken nicht mehr als einförmiger Aufschüt-

tungsrücken vorhanden, sondern durch die reiche Zertalung der Interglazialzeit in ein kupiertes Hügelland, stellenweise mit einzelnen Massiven, aufgelöst. Einige von diesen isolierten Aufragungen des älteren Diluviums haben wir schon im Verlaufe unserer Betrachtungen kennen gelernt. Ähnliche Vorgänge können wir heute auch am Nordrande der preußischen Seeenplatte beobachten. Aus dieser interglazialen Zertalung müssen wir auf eine längere Dauer dieser Zeit schließen, da das fließende Wasser in ihr eine starke Arbeit geleistet hat. Die Gletscher des vorrückenden Würmeises werden nicht nur neue Täler geschaffen, sondern auch schon vorhandene Talungen umgeformt und erweitert haben. So dürften die breiten Täler der Ise, Örtze und Seeve zu erklären sein, die sicher älter sind als die Würmgrundmoränen. Beim Vorrücken der Gletscher verarmte die Pflanzendecke und starb endlich ganz ab, wodurch der Boden seiner schützenden Decke beraubt wurde (vgl. 70). Vielleicht bekommen wir so einen Einblick in manche rätselhaften Erscheinungen, die bisher ungeklärt waren. Der nach dem Absterben der Pflanzendecke mit Wasser stark durchtränkte Boden begünstigte Rutschungserscheinungen. So erkläre ich die vereinzelt zwischen den interglazialen Süßwasserkalken und der oberen Sandrformation vorkommenden Geschiebemergelfetzen. Dieser interglaziale Höhenrücken, der den Aufschüttungen älterer Eiszeiten seine Entstehung verdankt, hat auch die Mächtigkeit des jüngeren Diluviums stark beeinflußt. So staute es sich im N zu den großen Mächtigkeiten an, welche wir in der inneren Hügelzone kennen gelernt haben. Derselbe Fall lag auch in der Ostheide vor, wo ebenfalls das dort stellenweise sehr mächtige obere Diluvium sich nur durch das Vorhandensein eines Ausläufers des präbaltischen Höhenrückens im S der Göhrdehochfläche erklärt. Eigenartigerweise fehlt die gewaltige jungdiluviale Aufschüttungszone, die uns in der inneren Höhenzone entgegentrat, weiter im SO. Hier ist dem Lüßplateau eine ähnliche jungdiluviale Aufschüttungszone nicht vorgelagert. Das jüngere Diluvium kleidet hier nur die vorhandenen Unebenheiten aus und zieht sich hinein in die älteren Täler, ohne zu den Mächtigkeiten anzuschwellen, die wir im NW haben. Wir müssen hier annehmen, daß, nachdem die Gletscher der vierten Eiszeit beim Überschreiten des nördlichen Ausläufers des präbaltischen Höhenrückens schon den größten Teil ihres Materials fallen gelassen hatten, sie beim Überschreiten der großen südlicheren Zentralzone nur noch deren Reliefformen mit einer dünnen Decke verhüllten. Anders im W. Die Gletscher, welche hier die mächtige jungdiluviale Aufschüttungszone der inneren Höhenrücken aufbauten, hatten sich hier ihres Materials noch nicht entäußert, weil sich hier im N keine Hügelreihe vor die Zentralzone lagerte, vor der sie den größeren Teil ihres Materials fallen lassen mußten. So erklärt es sich, daß im NW sich der Zentralzone des präbaltischen Höhenrückens eine mächtige jungdiluviale Aufschüttungszone vorlagert, während im SO der ältere Höhenrücken steil abfällt gegen das Ülzener Becken, ohne daß ihm hier eine mächtige Aufschüttungszone der vierten Eiszeit vorgelagert ist.

Ich habe es versucht, diese schwer zu skizzierenden Phänomene durch eine Kartenskizze zu verdeutlichen. Aus dieser geht klarer, als durch eingehende Beschreibungen hervor, welchen Einfluß die älteren Höhenrücken

auf die Sedimentierung des jüngeren Diluviums hatten. Den Schlüssel zum Verständnis der sehr variablen Mächtigkeit des oberen Diluviums liefern die älteren Höhenrücken, vor denen sich das von den Gletschern mitgeführte Material anstaute.

Die Zone der äußeren Höhenrücken ist, mit Ausnahme des nördlichen Teiles der Schwarzen Berge, fast ganz durch das interglaziale Relief bedingt. Da an seinem Nordrande die Gletscher ihr Material zum größten Teil fallen ließen, ist hier weiter im S die Mächtigkeit des oberen Diluviums außerordentlich gering. Die Entstehung der oberen Sandrformation haben wir schon angedeutet. Da sie ein hügeliges Relief überschüttete, wird ihre Mächtigkeit naturgemäß eine variable sein, wennschon sich ihre Extreme nur in mäßigen Grenzen bewegen dürften. Es werden vielleicht manche Höhen in dieser äußeren Hügelzone aus älterem Diluvium aufgebaut sein, ohne daß wir je imstande wären, dies durch Kartierungen festzustellen. Es ist damit angedeutet, daß die obere Sandrformation die Mulden dieses interglazialen Höhenrückens ausgefüllt hat, während die dazwischenliegenden Höhen erst von der Grundmoräne der vierten Eiszeit überdeckt wurden. Nach Bohrungen ist die obere Sandrformation bei Unterlüß 7 m, im Rosengarten etwa 9 m mächtig. In vielen anderen Aufschlüssen, welche die Kieselgurlager geben, scheint die Mächtigkeit der Sandrformation sogar auf weniger als 4 m zurückzugehen. Auch der Geschiebemergel erreicht nur geringe Mächtigkeiten von weniger als 7 m. An den meisten Stellen dürfte er weit unter dieser Mächtigkeit bleiben. Fast überall ist er in Geschiebesand umgearbeitet, nur fetzenartig ist der Geschiebemergel in dieser Sanddecke noch erhalten. Dadurch ist es sehr erschwert, ja unmöglich, den Geschiebesand der vierten Eiszeit von ähnlichen Gebilden älterer Eiszeiten zu unterscheiden. So spielen beim Bau der äußeren Höhenrücken die Schichten älterer Eiszeiten die Hauptrolle, während das jüngere Diluvium sich nur als dünne Deckschicht darüber ausbreitet, fast nur als Sand entwickelt. Im NO ist die Grenze der äußeren Höhenrücken steil und wird gebildet durch das Auetal, welches im O durch den Erosionssteilrand, mit dem die Lüßhochfläche gegen das Ülzener Becken absetzt. Im Gegensatz dazu dacht sich das Gebiet nach S und SW allmählich ab gegen das breite Allertal und die nordhannoversche Moorlandschaft. Die Quergliederung wird bewirkt durch das Seevetal, das obere Gerdautal und das Isetal, sie sondern die äußere Höhenzone in drei große Höhenrücken. Im N liegen zwischen den Tälern der Elbe und Seeve die Schwarzen Berge. Im S des Seevetals beginnt ein großer Höhenrücken, welcher anfangs von N nach S streicht, um allmählich nach O umzuschwenken. Dazu gehören eine Reihe von weniger individualisierten Höhenrücken, die Hanstedter Berge, der Wilseder Berg, die Raubkammerheide, die Lintzeler Heide, die Bispinger Berge und die Osterheide. Ich fasse diese verschiedenen Höhenrücken, deren Grenzen oft unscharf ineinander übergehen, unter dem Namen Zentralheide zusammen. Im O des Gerdautales beginnt die gewaltige Hochfläche des Lüß, die ausgedehnteste Massenerhebung der ganzen Heide. Sie reicht im O bis an das Isetal. Jenseits desselben liegen als die äußerste Bastion der Heide die Wittinger Berge, unter welchem Namen ich das Hügelland zwischen Ohre, Aller und Ise zusammenfasse. Nach diesen einleitenden Bemerkungen beginnen

wir mit der Betrachtung der einzelnen Höhenzüge und zwar in der eben schon angegebenen Reihenfolge.

Im N reicht die Zone der hohen Heidehügel bis an die Elbe. Das sind die hohen waldbedeckten Hügel, deren Silhouetten sich im S von Hamburg über das Elbtal erheben. Dieser am weitesten nach N geschobene Teil bildet eine im Durchschnitt über 100 m hohe Hochfläche, die im N und O steil abfällt gegen die Täler der Elbe und Seeve, nach W sich dagegen allmählich abdacht gegen das Estetal. Im S schließen sich an diese Hochfläche die Lohberge an, von der nördlichen Hochfläche durch eine breite Mulde getrennt und sich als waldige Hügelkette deutlich abhebend von der Umgebung. Abgesehen von dem südlichen Ausläufer der Lohberge, fehlt für die große Hochfläche ein einheitlicher Namen. Wir kennen die verschiedenen Waldbezirke unter den Namen Kleckerwald, Rosengarten, Emme, Haake und Schwarze Berge. Aber diese Namen bezeichnen nur kleine Gebiete. Wenn wir beachten, wie von allen Seiten aus gesehen sich diese Hochfläche als waldbedecktes Hügelland über die Heideflächen der Umgebung erhebt, glaube ich mit Recht den Namen Schwarze Berge auf das ganze Gebiet übertragen zu dürfen. Den N der Schwarzen Berge bauen die hier beinahe 100 m mächtig werdenden Schichten des oberen Diluviums auf. Diese enorme Mächtigkeit ist auch hier bedingt durch einen älteren Kern, der, umlagert von jüngeren Gebilden, nur an wenigen Stellen ansteht. An einigen Stellen der Landstraße, welche von Harburg nach Buxtehude führt, steht ein älterer Geschiebemergel an, überlagert von roten verwitterten Sanden. An anderen Stellen finden sich dunkle Tone. Die Oberkante dieser älteren Schichten reicht bis etwa 11 m über Normalnull. Darüber folgt das jüngere Diluvium, der Hauptsache nach aus Sanden aufgebaut. Darüber lagert ein Geschiebemergel, der im Rosengarten 10 m mächtig erbohrt wurde. Die Grenze zwischen den Sanden und dem hangenden Geschiebemergel ist sehr schwer zu ziehen, weil überall der Geschiebemergel als Gehängeschutt die liegenden Sande überkleidet. Die Mächtigkeit der Sandrformation dürfte über 60 m betragen. Der ältere Kern, welcher die große Mächtigkeit der jungdiluvialen Schichten bedingt, ist beim Forsthaus Rosengarten in einer Meereshöhe von 102 m erbohrt worden. Das interglaziale Relief scheint hier drei isolierte Höhenzüge gebildet zu haben, von denen der erste, größte im S der Schwarzen Berge liegt, während die beiden kleineren die Lohberge und den Riepesberg, im SO von Tostedt, bilden. Das gegenseitige Verhältnis dieser älteren Kerne, die wir als Auslieger des präbaltischen Höhenrückens ansehen, zeigt die Übersichtskarte. Im SW der Schwarzen Berge schwillt die Mächtigkeit des jüngeren Diluviums erheblich ab und es schmiegt sich hier den älteren Reliefformen an. Der Geschiebemergel, welcher im S von Harburg noch auf weite Strecken in Höhen von mehr als 100 m liegt, findet sich bei Buchholz nur noch in 66 m Meereshöhe und scheint sich weiterhin noch mehr herabzusenken, hier in Geschiebesand umgearbeitet. Ebenfalls nach W hin senkt sich allmählich die Geschiebemergeldecke und liegt bei Elsdorf nur noch 55 m hoch, um weiter im W in noch tiefere Niveaus zu rücken. Ob die geologische Feldaufnahme je imstande sein wird, diese älteren Höhenrücken auch auf der Karte genau zu trennen von dem jüngeren Diluvium, dessen Ablagerungen sich hier im SW in

geringer Mächtigkeit den älteren Formen anschmiegen, ist in diesen meist aus Sanden aufgebauten Gebieten sehr unwahrscheinlich, wo die Ablagerungen älterer Eiszeiten sich petrographisch nicht unterscheiden von jüngeren Gebilden. Gerade in solchen Gebieten fällt dem Morphologen die Hauptaufgabe bei der Erklärung der Landschaftsformen und ihrer Entstehung zu. Die Hochfläche der Schwarzen Berge fällt nach N und O mit einem Erosionssteilrand ab gegen die tiefen Täler der Elbe und Seeve. Das tiefe Elbtal, nur noch 3 m über dem Meeresspiegel liegend, und die dicht daneben bis zu 152 m aufragenden Höhen bedingen das außerordentlich bewegte Relief der Schwarzen Berge. Besonders großartig zertalt sind die Abhänge gegen das Elb- und Seevetal. Hier sind eine Reihe von Einzelbergen durch subsequente Täler aus der ehemaligen Hochfläche herausgeschnitten, mit ihren steilen Formen an Basaltkuppen erinnernd. In diesen tiefen Tälern findet sich kein Tropfen Wasser, da hier das Grundwasser außerordentlich tief liegt und die Täler in die obere Sandrformation einschneiden. Hier liegt der Grundwasserspiegel etwa 15 m hoch, bis zu dieser Tiefe hat sich aber nur ein einziges Tal eingeschnitten. Heute verhindert eine dichte Pflanzendecke die Weiterbildung dieser Täler, aber die mächtigen, stark abgeböschten, jetzt bewachsenen Schuttkegel, die sich aus ihnen in das Elbtal geschoben haben, zeigen an, daß in junger Zeit auch hier eine starke Abtragung vorgeherrscht haben muß. Bei Harburg sind auch deutlich Reste einer 28 m-Terrasse entwickelt, die vielleicht mit hohen Terrassen des Ilmenautales zusammenhängen. Im S verändert sich das Bild etwas, hier liegt der Grundwasserspiegel in einer Höhe von 60 m und ist scheinbar bedingt durch die wasserundurchlässigen Schichten des altdiluvialen Kernes. Die Hochfläche der Schwarzen Berge wird von einigen Endmoränenstaffeln überragt. In ihnen erreicht sie ihre höchsten Erhebungen mit 152 m im Gannaberg im Rosengarten. Auch der 126 m hohe Kiekeberg (so nach seiner schönen Aussicht genannt) gehört einer Endmoräne an. Es gilt auch hier das schon von anderen Endmoränen Gesagte, daß es unmöglich ist, die Endmoränen genauer von ihrer Umgebung abzugrenzen. Ich habe mich daher auch hier darauf beschränkt, ihren Verlauf auf der Karte anzudeuten. Im Rosengarten erschwert der überaus üppige Waldwuchs die Kartierung außerordentlich. Eine Hochfläche aus Geschiebelehm aufgebaut und von Endmoränen überragt, dacht sich nach S und W allmählich ab, während ihre Grenzen im N und O durch einen Erosionssteilrand gegeben werden, der fast ausschließlich aus Sanden aufgebaut wird, wenn wir die verrutschten Geschiebemergelfetzen eliminieren. Daraus ergibt sich auch das landschaftliche Bild. Die flachwelligen Böden der zentralen Hochfläche sind in den meisten Fällen in Ackerboden umgewandelt. Wo dagegen bei den Endmoränen und den von der randlichen Erosion kupierten Gebieten Lehmboden auftritt, bedecken sich diese Waldungen mit üppigem Pflanzenwuchs. Eichen, Fichten, Buchen, Tannen und Birken bilden die Hauptwaldbäume. Daneben finden sich neu angepflanzt auch einige ausländische Koniferen. Üppige Matten mit grünem Gras und bunten Blumen bilden den Boden der Wälder. Daneben Heidelbeeren, Himbeeren und Brombeeren, auch Pilze in großer Zahl. Dies üppige Pflanzenkleid ist vereint mit einem außerordentlich welligen Relief, so daß man sich hier an vielen

Stellen in die mitteldeutschen Gebirge versetzt glaubt. Einen Glanzpunkt erreichen die Landschaftsbilder in dem Forst der Haake. Noch schönere Landschaften finden wir auf den hohen Endmoränen des Rosengartens. Hier haben einige Bestände urwaldartigen Charakter gewahrt. Auf der lehmreichen Hochfläche liegen einige größere Ackerbaudörfer, die sich zum Teil um den Kiekeberg gruppieren. Dieser scheint in früheren Zeiten zum Schutz gedient zu haben. Hier wurde auch ein großer Urnenfriedhof mit über 500 Urnen ausgegraben. Daneben fanden sich reiche Bronze- und Eisenfunde. Es scheint daraus hervorzugehen, daß diese Stätte schon seit langen Zeiten zur Siedlung lockte. Der stark kupierte Rosengarten ist nicht besiedelt, während die ihm nach W vorgelagerte Lehmfläche, die sich allmählich zur Seeve abdacht, wieder einige Dörfer trägt. Dasselbe gilt auch von der Südabdachung. Nach N und O schließen sich aus Sanden aufgebaute Randgebiete an. Hier lagen bis vor wenigen Jahrzehnten endlose Heideflächen. Sie sind im W auch noch heute erhalten. Ununterbrochen dehnt sich hier das braune Heidekraut aus, kein Wacholder, keine Wasserader bringt Abwechslung. Im Verein mit dem stark zertalten Relief erscheint diese als Fischbecker Heide bezeichnete Landschaft eigenartig schön und einsam. Die Namen Falkenberg, Reiherberg, Opferberg und Scheinberg deuten die landschaftliche Wirkung dieser Kuppen an und zeigen zugleich, daß auf einigen von ihnen unsere Vorväter ihre Opfer darbrachten, als die Gottheit in ihrer freien Natur und noch nicht in engen Kirchenwänden gefeiert wurde. In späteren Jahren haben einige dieser Berge auch Befestigungen getragen. So stand im 9. oder 10. Jahrhundert auf dem Falkenberg eine Burg, er diente auch im Dreißigjährigen Kriege als Zufluchtsort. Im NO und O sind die sandigen Gehänge mit Kiefern aufgeforstet. Auch hier finden wir stellenweise landschaftlich reizvolle Partieen, besonders im Kleckerwald, wo zugleich abgerutschte Lehmböden eingestreute Laubholzpartieen bedingen. Im Kleckerwalde liegt auch eine der größeren noch heute erhaltenen Steinsetzungen. Die sandigen Abhänge sind — abgesehen von Förstereien — meist unbewohnt, dagegen drängen sich an der Grenze zwischen Geest und Marsch zahlreiche Siedlungen zusammen, oft perlschnurartig aneinandergereiht. Sie entstanden im Anschluß an die wiesenreichen Marschen des Elb- und Seevetales und beschränkten sich anfangs auf Wiesenbau, Fischfang und Viehzucht, neuerdings wenden sich auch ihre Bewohner mehr dem Ackerbau zu. An der Stelle, wo das Elbtal sich stark verengt und der in viele Arme aufgelöste Elbstrom die sandige Geest bespült und darum nicht nur leicht zu überschreiten ist, sondern auch geeignete Anlegeplätze für die Schiffahrt bietet, haben sich Hamburg und Harburg entwickelt. Harburg gehört noch zur Lüneburger Heide. Seine Lage und Bedeutung werden wir im 13. Kapitel eingehend würdigen. Bemerkenswert ist es, daß den Heideflächen der Schwarzen Berge der Wacholder fast ganz fehlt, während der Ginster größere Bestände bildet. Nach S spitzen sich die Schwarzen Berge zu, ihre südlichsten Ausläufer bilden die Lohberge, vom nördlichen Hauptmassiv durch die 75 m hohe Senke von Buchholz getrennt.

Die Lohberge erreichen im Brunsberge Höhen von 130 m und werden aus Sanden und Resten eines Geschiebemergels aufgebaut. Leider fehlen

größere Aufschlüsse, so daß wir über ihren Bau nur Vermutungen aussprechen können. Wir glauben, daß auch hier ein Auslieger des präbaltischen Höhenrückens vorliegt, nur mantelartig von jüngerem Diluvium umkleidet. Es geht dies anscheinend daraus hervor, daß die weiter im O gelegenen mächtigen jungdiluvialen Aufschüttungsgebiete sich nach W hin allmählich senken und die Lohberge inselartig aus diesen hervorragen. Es ist vielleicht nicht ausgeschlossen, daß eine genauere geologische Kartierung dieses Problem einer Lösung näherbringt.

Inselbergartig erheben sich die Lohberge über die breiten Täler der Seeve und Este. Im S finden sich große Kiefernwälder mit Laubholz stellenweise durchsetzt, im N dagegen fehlt der Wald und prächtige Heide bedeckt die flachen Kuppen. Die nur von den Lohbergen unterbrochene jungdiluviale Aufschüttungsfläche senkt sich nach W bis zu weniger als 50 m herab. Hier erhebt sich im S von Tostedt wiederum inselbergartig der 102 m hohe Riepshöfer Berg. Auch hier scheint ein entfernter Auslieger des präbaltischen Höhenrückens vorzuliegen. Das breite sandige Seevetal, dessen Talboden einebnenden Schmelzwässern seine Entstehung verdankt, wie wir schon an anderer Stelle berichtet haben, begrenzt im S die Schwarzen Berge. In den breiten glazialen Talboden hat sich die Seeve ein muldenförmiges Tal eingesenkt, dessen stark abgeböschte Hänge allmählich in den alten Talboden übergehen. Die tiefe Lage des Elbtals hat es bewirkt, daß die Seeve ihr Talende immer weiter nach SW zurückverlegt hat und nun auch den Westabhang der Hanstedter Berge entwässert.

Mit den Hanstedter Bergen beginnt die Zentralheide. Wir können hier zwei Höhenzüge abtrennen. Der ausgedehntere östliche verläuft parallel mit dem inneren Höhenrücken und umfaßt die Hanstedter Berge, das Massiv des Wilseder Berges, den Druhwald, die Raubkammer und den Lintzeler Höhenrücken. Der steile Abfall gegen NO wird gebildet durch das Aue-Urstromtal. Die Grenze nach SW bildet eine Reihe von Tälern, die im großen und ganzen dem Aue-Urstromtal parallel verläuft. Dazu gehören die Verebnungsflächen des oberen Seevetales. Dieses setzt sich fort in einer Talung, die sich in schwach gekrümmten Bogen nach SO hin erstreckt bis nach Bispingen. Dieser alte Talboden wird an zwei Stellen auch von rezenten Flüssen benutzt, es sind dies die obere Wümme und die obere Brunau. Nach NW setzt sich dieser heute zum größten Teil trocken liegende Talzug im Estetal fort. Ich habe ihm deshalb den Namen Este-Urstromtal gegeben und damit gleich angedeutet, daß hier ein altes Urstromtal vorliegt.

Die Quergliederung ist hier nicht so gut ausgeprägt wie bei dem inneren Höhenrücken. Es ist nur ein einziges, allerdings außerordentlich breites Quertal vorhanden, welches von der oberen Aue benutzt wird. Hier liegen auch die sandigen Verebnungsflächen, auf denen der Wind das feine Material zu den mächtigen Dünenzügen des Weißen Sandes aufgetürmt hat. Diese sandigen Verebnungsflächen, in die sich später jüngere Täler eingesenkt haben, trennen die Hanstedter Berge mit dem Massiv des Wilseder Berges von der Raubkammer und dem Lintzeler Höhenrücken. Wir besprechen zuerst den nördlichen Höhenzug. Gegen das Auetal im O fällt er mit einem stellenweise zu Einzelbergen aufgelösten

Erosionssteilrand ab, während seine Abdachung nach W allmählich erfolgt. Der Bau der nördlichen Hanstedter Berge gleicht dem der inneren Höhenrücken. Nach Kombinationsprofilen werden die bis 40 m mächtigen Schichten der Sandrformation überlagert von einem Geschiebemergel, der im O große geschlossene Flächen bildet, im W hingegen in Geschiebesand umgearbeitet ist. So finden sich hier stellenweise schöne Laubwälder, während die großen westlichen Abdachungen von weiten Heideflächen eingenommen werden. Die Hanstedter Berge erreichen Höhen bis zu 126 m und bilden eine plumpe, wenig gegliederte Hochfläche. An sie schließt sich im S ohne jede Übergangszone das Massiv des Wilseder Berges an. Hier erreicht die Heide ihre größten Erhebungen von 170 m. Der Berg erhebt sich schildbuckelartig über die hier 130 m hohe Hochfläche, welche steil nach S abfällt. Inselbergartig erhebt sich über diese Hochfläche auch eine Reihe von weiteren Hügeln, der 146 m hohe Stadtberg, der 145 m hohe Oberhaverbecker Berg und noch einige andere. Am Wilseder Berg zeigt ein Aufschluß steil gestellte Schichten der Sandrformation, überlagert von einem Geschiebemergel. Das Profil erinnert an die Profile, die wir von Endmoränen kennen. Wegen geringer Aufschlüsse sind wir über den Bau dieses Gebietes wenig unterrichtet. Mächtige Schichten der Sandrformation werden überlagert von einem Geschiebemergel, der nach W sich allmählich abdacht, so daß er im S von Wintermoor nur noch 80 m hoch liegt und weiter im W unter 70 m Meereshöhe sinkt. Der Geschiebemergel ist meist in Geschiebesand umgewandelt und wird im W des Wilseder Berges von großen Flugsandmassen überschüttet. Es ist schwer, nach den spärlichen Aufschlüssen sich ein klares Bild von dem Bau dieses eigenartigen Höhenrückens zu machen. Ich halte es für sehr wahrscheinlich, daß die großen Höhen, die hier das jüngere Diluvium erreicht, bedingt sind durch hohe Aufragungen des präbaltischen Höhenrückens. Mehr läßt sich darüber nicht mutmaßen.

Die 130 m hohe Hochfläche fällt nach S mit einem Steilrand ab gegen die 100 m hohen Verebnungsflächen des Einemer Sandes. Dieser Steilrand ist stark zertalt. Von diesen Tälern sind der Steingrund und der eigenartige Kessel des Totengrundes die bedeutendsten. Der Steingrund hat seinen Namen von der Blockpackung an seinem Grunde. Linde vermutet hier eine Moräne, mit Unrecht. Die periodischen Regengüsse, welche den Steingrund ausgetieft haben, vermochten es nicht, die großen Blöcke des hier sehr blockreichen Geschiebemergels hinwegzuführen und diese blieben darum liegen und häuften sich allmählich an. Auch nach SW gegen das Este-Urstromtal hin ist der Abfall des Wilseder Massives steil und in Einzelberge aufgelöst.

Zu den eigenartigsten Gebilden der schon an sich so interessanten Landschaft gehören die mächtigen Dünen des Einemer Sandes, die eine Oberfläche von mehr als 20 qkm bedecken. Es berührt eigenartig, mitten in dem grünen Kiefernwalde die schneeweißen Dünen auftauchen zu sehen. Die Dünen werden an einigen Stellen über 10 m hoch und in den dazwischenliegenden Senken sind die Dünensande in 3 m Tiefe noch nicht durchbohrt worden. Es ist sehr wichtig, daß in den meisten dieser tiefen Senken Grundwasser entsteht, wodurch hier an vielen Stellen ein Vermoorungsprozeß eingeleitet wird. An anderen Stellen ist die Bedeckung

mit Dünensand unterbrochen. Hier tritt als Untergrund der Sande ein Geschiebemergel auf, wie bei Ehrhorn, wo sich aus dem sandigen Boden plötzlich ein Grasteppich abhebt, gleich einer Oase. Hier liegt die Oberkante des Geschiebemergels 76 m hoch, während ringsum die Dünen sich bis zu Höhen von 31 m erheben. Daraus geht hervor, daß an vielen Stellen die Dünensande 15 m mächtig werden. Das sporadische Auftreten von Geschiebemergel an den tiefsten Stellen deutet an, daß sich als Liegendes der Sande eine Geschiebemergeldecke ausdehnt. Diese wird nach W immer näher an die Oberfläche gerückt, weil hier die Mächtigkeit der Sande abnimmt. Eingestreute Laubholzbestände deuten darauf ebenfalls hin. Wir haben hier vielleicht einen der größten Wanderdünenbezirke Mitteleuropas vor uns. Es ist wichtig, den Ursprungsort dieser mächtigen wandernden Sande festzustellen. Aus O können sie nicht kommen, weil ihr Verbreitungsgebiet im Windschatten der östlichen Winde liegt. Es sind also Westwinde die transportierende Kraft. Wir haben gesehen, wie im W die Höhen der hohen Heidehügel scharf abgrenzen gegen die Verebnungsflächen des oberen Seevetales. Hier wurde die durch Abtragung stark reduzierte Geschiebemergeldecke in Geschiebesand umgearbeitet und an vielen Stellen stehen, wie einige Aufschlüsse es zeigen, die feinsandigen Schichten der Sandrformation an. Wir werden annehmen müssen, daß in vegetationsarmen Zeiten hier die Westwinde mächtige Sande aufarbeiteten und im O an den Flanken der hohen Heidehügel wieder ablagerten. Durch die Neubesiedlung mit schützender Vegetation wurde im W dem Aufarbeitungsprozeß Einhalt getan, während die Sandmassen im O von den Winden allmählich weitergetrieben wurden. Noch heute hat der angepflanzte Kiefernwald nicht alle Dünen festgelegt. Es findet noch ein allmähliches Wandern an vereinzelten Stellen statt. Die hier sich abspielenden Phänomene sind überaus großartig. Die Aufarbeitungsgebiete sind etwa 60 m hoch gelegen. Die Sande sind schon bis zu Höhen von 125 m hinaufgewandert und drängen noch immer an einigen Stellen nach O. Im W kommen die liegenden Schichten des Geschiebemergels allmählich wieder zum Vorschein, zum Zeichen, daß der Aufbearbeitungsprozeß jetzt aufgehört hat. Diese Phänomene erinnern an die auf der Kurischen Nehrung beobachteten, sind aber der erste Fall, in welchem große Wanderdünengebiete auch inmitten des nordwestdeutschen Flachlandes beobachtet wurden. Seit welchen Zeiten diese gewaltigen Sandmassen wandern, wissen wir nicht. Es werden aber immerhin beträchtliche Zeiten dazu gehört haben, um die Sande in Gebiete zu verfrachten, die mehr als 60 m über dem Aufarbeitungsgebiet liegen. Deutlich lassen sich bei diesen Dünen zwei Hauptstreichrichtungen unterscheiden. Eine nordsüdliche wird von einer westöstlichen gekreuzt, dazwischen finden sich bogenförmige Verbindungsstücke. Am deutlichsten sind beide Systeme im SW ausgeprägt. Es geht daraus hervor, daß die Bildung dieser Dünen hauptsächlich unter dem Einfluß westlicher Winde stattfand, wie auch die einzelnen Dünen deutliche Steilseiten nach O erkennen lassen. Untergeordnet treten auch andere Richtungen auf, welche auf lokalen Abweichungen beruhen dürften. Weiter im N kompliziert sich das Bild. Die beiden Hauptrichtungen treten zurück und die einzelnen Dünen werden mehr kuppenförmig. Hier nähern sich die Dünen immer mehr der Hoch-

fläche und sind auch östlichen Winden ausgesetzt, die ebenfalls einen Anteil an der Bildung der Dünen haben und die einfachen Formen der Westwinde in ein kuppiges Relief auflösen. Gerade die reinsten Formen finden wir im W der Hochfläche des Wilseder Berges, welche Gebiete im Windschatten der östlichen Höhen liegen und den östlichen Winden nicht ausgesetzt sind. Auf der Karte kommt dies deutlich zum Ausdruck. Die Dünen des Weißen Sandes zeigen ebenfalls nicht die einfachen Formen, welche die reinen Westwinde hervorbringen.

Die Höhen um Wilsede waren noch bis in die letzten Jahrzehnte des vorigen Jahrhunderts ausschließlich von Heidekraut bedeckt. Dazwischen bildeten Eichen, Buchen und Birken lichte Haine, in denen als Unterholz 4 m hohe Exemplare von Ilex wachsen. Heute sind große Gebiete aufgeforstet mit Kiefernwald. Immerhin finden wir noch weite Strecken, wo das Auge nur auf Heidekraut blickt, unterbrochen von Wacholdern, die hier große Haine bilden. Im Verein mit den äußerst kupierten Reliefformen finden wir hier Landschaften, die in ihrer Großartigkeit und Einsamkeit vielleicht einzig dastehen in Norddeutschland. Zwischen den oberen Tälern der Aue und Luhe finden wir die Hörpeler Berge, welche im Volksmund den Namen Druhwald haben. Er bildet eine kleine, von der Erosion verschonte Geschiebemergelplatte, die mit schönem bodenwüchsigen Laubwald bedeckt ist, heute jedoch ebenfalls stark durchsetzt von Kiefernwald. Er erreicht Höhen von 116 m.

Im SO des Luhetals beginnt der flache Höhenrücken der Raubkammer im N steil abfallend gegen das Luhetal, im S sich allmählich abdachend. Die hier sehr geringe Geschiebemergeldecke ist fast überall in Sand umgearbeitet und Lehmböden sind nur noch in kleinen Fetzen vorhanden. Auf diesen befanden sich auch die kleinen urwüchsigen Wälder aus krüppelhaften Eichen und Buchen bestehend. Die übrigen weiten Flächen bedeckte das Heidekraut. Auch Dünen finden sich hier im S von Bispingen und bedecken ein 2 qkm großes Gebiet. Sie sind heute durch Kiefern festgelegt. Überhaupt ist dieser Höhenrücken heute zum größten Teil aufgeforstet und in nicht allzu langer Zeit dürfte hier eines der größten Waldgebiete Norddeutschlands entstehen. Die Bestände sind noch jung und daher sehr monoton. Als Unterholz der älteren Bestände finden sich große geschlossene Gebüsche aus Heidelbeeren und Preißelbeeren (vom Volke Kronsbeeren genannt), die hier gerade außerordentlich zahlreich auftreten. Nach S dacht sich die Raubkammer ganz unmerklich ab. Die Täler enden in flachen Wannen, die wegen des hohen Grundwasserstandes mit Mooren bedeckt sind. Gegen N ist der Abbruch sehr steil, die Täler sind tief eingesenkt und enden in engen, steilen Ravinen. Hier finden wir auch außerordentlich malerische Partieen, besonders im oberen Lopautal, wo infolge der geschützten Lage zahlreiche Fichten auftreten und der Landschaft einen Charakter geben, der an die Landschaften der Mittelgebirge erinnert. Im Gegensatz zu der südlichen Abdachung fließen die Flüsse schnell, im Tal bildet nicht das stehende Wasser Moore, sondern grüne Wiesen bedecken den Talgrund, den hohe, waldbewachsene Hänge umrahmen. Die monotonen Flächen der südlichen Raubkammer entstanden als glaziale Verebnungsflächen und sind im N mit mehreren Moränenstaffeln verknüpft. Diese Moränen — deren Lage die Übersichts-

karte angibt — erheben sich als nur wenige Meter hohe Wälle über die flache Umgebung und sind heute besonders gut zu sehen, weil große Flächen wieder abgeholzt wurden. Wie ich mich an mehreren Stellen überzeugen konnte, bestehen diese Moränenwälle aus den geschichteten Sanden der oberen Sandrformation. Die Geschiebe der hangenden Grundmoräne finden wir nur vereinzelt an, weil sie zum Bau von Landstraßen abgelesen wurden. Im Gegensatz zu diesen südlichen Moränenzügen wird der Moränenwall des Uhlenhorstes vorwiegend aus Geschiebemergel aufgebaut. Diese Moränenreste zeigen einen von W nach O verlaufenden Eisrand an, der nach NO abschmolz. Wir haben schon bemerkt, daß der nördliche Abfall der Raubkammer reich an landschaftlichen Reizen ist. Besonders erwähnen wir hier den Quelltrichter des Wittenbachs, der von einem Wacholderhain umgeben wird, und den Westergrund bei Lopau, dessen tiefer, von einsamen Heideflächen und Kiefernwäldern umgebener moorerfüllter Talboden im Herbste oft von Nebel bedeckt ist und dann stimmungsvolle Bilder zeigt. Nach O schließt sich an die Raubkammer ohne einen deutlichen Übergang der Lintzeler Höhenrücken an, ebenfalls meist aus Sanden bestehend und zumeist aufgeforstet. Im SO wird er von dem oberen Gerdautal begrenzt. Hier lag anfangs die Wasserscheide an der schmalsten Stelle bei Wichtenbeck. Wegen der größeren Erosionskraft der nach N in die Elbe sich entwässernden Täler hat sich hier die Wasserscheide 6 km nach S verlegt, dem Allertal entgegen. Der hochgelegene Grundwasserspiegel bedingt das 5 qkm große Kiehnmoor, in dem die Gerdau in einer Höhe von 70 m entspringt.

Im SO des Este-Urstromtales bildet die Zentralheide einen flachen Höhenrücken, der durch ein Abschmelztal in zwei einzelne Hügelgruppen getrennt wird, die Bispinger Berge — 123 m hoch — im SO und die 117 m hohe Osterheide. Die Täler liegen hier trocken, nur das wiesenbedeckte obere Luhetal schneidet den Grundwasserspiegel an und weist mehrere Quellteiche auf. Die Bispinger Berge und die Osterheide sind flache sandige Höhenzüge — die einsamsten der Heide — und meist mit Heidekraut bedeckt, nur vereinzelt finden wir kleine Kiefernwälder. Das beide Hügelgruppen trennende Durchbruchstal mündet im S von Soltau ins Böhmetal, schneidet in einer Meereshöhe von 86 m den Grundwasserspiegel und ist unterhalb dieser Grenze mit langgestreckten Mooren bedeckt. Im SO des Gerdautales beginnt die große Hochfläche des Lüß, die bedeutendste Massenerhebung der Heide, in welcher 80 qkm über 100 m hoch liegen. Das sind für diese Gebiete außerordentlich große Beträge. Seine Oberfläche bildet eine flachwellige Hochfläche, die sich nach S allmählich ins Allertal senkt und bis zu Höhen von 136 m ansteigt. Im N fällt sie mit einem Steilrand ab gegen das Ülzener Becken. Ebenfalls gegen das Örtzetal im W und das Isetal im O ist ihr Abhang steil und stark zertalt. Nach S erfolgt die Abdachung hingegen langsam. Die Hochfläche des Lüß wird der Hauptsache nach aufgebaut aus den Schichten älterer Eiszeiten, die in den Kieselgurlagern an vielen Stellen von Tälern angeschnitten sind. Darüber breitet sich das wenig mächtige, fast nur aus Sanden und Geschiebesanden bestehende obere Diluvium. Die randliche Zertalung hat die zentralen Gebiete noch nicht angeschnitten, so daß hier ein geschlossenes Gebiet von mehr als 40 qkm ohne oberflächliche

Entwässerung vorhanden ist. Im N, W und O haben sich im Anschluß an die tiefen Niederungen tiefe Täler in die Hochfläche eingegraben und an vielen Stellen Inselberge herauspräpariert. Die Täler haben ein starkes Gefälle und den Talgrund bilden üppige Wiesenflächen. Anders im S, wo die Abdachung gering ist. Die Täler enden hier in weiten Mulden, welche bei dem geringen Gefälle von Mooren bedeckt sind. Wo im S, W und O die Lüßhochfläche gegen die umliegenden Täler der Aller, Böhme und Ise abfällt, entstehen beim Austreten des Grundwassers ausgedehnte Randmoore. Die ursprünglichen Wälder beschränken sich auch hier auf die Lehmböden und weisen prächtige alte Bestände auf, die bei Unterlüß den hauptsächlich aus alten Eichen und Fichten zusammengesetzten „Urwald" bilden. Im O sind die ehemaligen Heideflächen aufgeforstet, im W dagegen sind sie noch vorhanden. Hier liegen inmitten tiefster Einsamkeit die Schießplätze von Unterlüß und Dreilingen.

Im O des breiten Isetales liegen die Wittinger Berge, die anscheinend auch schon im Interglazial vorgebildet sind und in der Würmeiszeit nur mit einer geringen jungdiluvialen Decke überkleidet wurden. Die Sande der 104 m hohen Hügel sind an vielen Stellen zu Dünen aufgeweht, die Heideflächen sind fast ganz verschwunden und überall Kiefernwälder aufgeforstet. Mit den Wittinger Bergen endet im O die Zone der hohen Heidehügel und weiter östlich beginnen die Hügelgruppen der Letzlinger Heide, die schon aus dem Rahmen der vorliegenden Arbeit fallen.

Zusammenfassung.

Im Gegensatz zu dem inneren Höhenrücken mit seinen mächtigen jungdiluvialen Aufschüttungen bauen den äußeren Höhenrücken hauptsächlich Schichten älterer Eiszeiten auf, die den präbaltischen Höhenrücken bilden, dessen Stellung wir ausführlich gewürdigt haben. Der äußere Höhenrücken ist weniger zertalt als der innere, da er stellenweise weiter von der Erosionsbasis des Elbtals abliegt. Daher kommt bei ihm der Charakter ausgedehnter Hochflächen mehr zum Ausdruck. Die Entwicklung der nach der Elbe zu entwässerten Täler haben wir schon bei der Betrachtung der inneren Höhenrücken besprochen. Es bleibt uns noch übrig, einen kurzen Überblick über die Erscheinungen zu geben, die sich an den Talschluß anknüpfen, der ja schon im Gebiete der äußeren Höhenrücken liegt. Das nach der Elbe zu sich entwässernde Talnetz verdankt lediglich einer überaus starken Rückwärtserosion seine Entstehung, wie wir es an einigen besonders schönen Beispielen schon im 4. Kapitel dargelegt haben. Die Talschlüsse liegen in schluchtartigen Tälern, die sich ravinenartig in die Hochfläche einschneiden und in ihrem oberen Verlauf meist trocken liegen. Aber — das müssen wir besonders betonen — die Täler sind nur vorübergehend Trockentäler. Wenn das Klima trockener wird und die Regenfälle sich periodisieren, dann verschwindet die Pflanzendecke und es treten die Phänomene ein, die wir schon bei der Betrachtung des inneren Höhenzuges kennen gelernt haben. Die Regengüsse gewinnen an erodierender Kraft und das Tal schneidet sich tiefer ein, verlegt zugleich sein Ende rückwärts. Dann werden auch Täler, die heute noch trocken liegen, unter den Grundwasserspiegel gesenkt und von fließendem Wasser benutzt. Trockentäler sind also nicht immer tote, erloschene

Täler, sondern werdende Täler, deren Entwicklung durch das gegenwärtige feuchte Klima nur vorübergehend gehemmt ist. Wir müssen uns dies besonders vergegenwärtigen, da zurzeit unter Trockentälern gealterte Täler verstanden werden, die nicht mehr weiter entwickelt werden. Nur diejenigen Täler werden von fließendem Wasser benutzt, die sich unter den Grundwasserspiegel einsenken. Der Grundwasserspiegel steht über älteren undurchlässigen Schichten und durchtränkt die jungdiluvialen Sande.

Daraus erklärt sich der fundamentale Unterschied zwischen dem diluvialen Vereisungsgebiet und Gebirgslandschaften, in denen das Grundwasser Spalten, Gänge oder wasserdurchlässige Schichten erfüllt und meist sogenannte Quellhorizonte bildet. Werden diese von den Tälern angeschnitten, so sprudelt das Grundwasser als Quelle hervor. Im Flachlande ist der Grundwasserhorizont regionaler ausgebildet. Schneidet hier ein Tal den Grundwasserhorizont an, so bildet sich keine Quelle. Auf weiten Strecken rieselt das Grundwasser aus den Talflanken und sammelt sich erst allmählich zu größeren Wasseradern an; es entstehen oft langgestreckte Tümpel, von Wasserpflanzen besiedelt. Oft überwachsen diese großen Flächen und es bilden sich dann Quellteiche, durch unterirdische Wasseradern verbunden. Oberhalb des Grundwasserhorizontes liegt das Tal trocken, dazwischen schiebt sich eine Zone grüner Wiesen, zwischen denen aber noch kein Bach fließt. Die Länge dieser Wiesenstrecke steht in geradem Verhältnis zum Talgefälle. Viele Täler mit geringem Gefälle werden nur von Wiesen bedeckt, ohne daß sich fließende Wasseradern entwickeln.

Im Gegensatz zu den nördlichen Tälern mit ihrem steilen Talschluß stehen die südlichen Täler, deren Charakter wir schon dargelegt haben. Sie sind nirgends tief eingeschnitten und die Rückwärtserosion tritt bei ihrem geringen Gefälle zurück. Ihren geradlinigen Verlauf verdanken sie den Schmelzwässern abschmelzender Gletscher, ebenso ihre auffallend gestreckte, wenig modifizierte Gefällskurve. Das Gefälle der breiten, flachen Täler ist gering. Daher sind sie zumeist mit Mooren bedeckt, die das langsam abfließende Grundwasser bedingt. Zwischen den Tälern dehnen sich flachwellige Hochflächen aus, die stellenweise von Schmelzwässern verebnet sind. Vielleicht sind einige Aufragungen durch altdiluviale Höhen bedingt. Beweisen läßt sich diese Annahme nicht, da Aufschlüsse überaus spärlich sind. Nur vereinzelt finden wir auf die Hochflächen Moränenwälle aufgesetzt, die jedoch den landschaftlichen Charakter wenig beeinflussen. Die Hochflächen sind vorwiegend mit Heideflächen und Kiefernforsten bedeckt. Laubholzbestände treten sehr zurück.

Die hohen Heidehügel stellen kein geschlossenes Siedlungsgebiet dar, sie sind schon durch ihr Relief für eine Grenzlandschaft prädestiniert. In den nach Osten sich öffnenden Wiesentälern siedelten sich die Barden an, die dazwischenliegenden Hochflächen als Weideplätze benutzend. Die Barden waren gewohnt, ihre Toten auf Heideflächen zu verbrennen und auf Heideflächen zu opfern oder sonstige gottesdienstliche Handlungen auszuüben. Manche der seit vorchristlichen Zeiten vom Pfluge noch nicht berührten Heideflächen haben daher in ihren Namen die Erinnerung an den einstigen Gebrauch erhalten. Da sind die von Hammerstein (80, S. 563)

aufgezählten Hengstberge bemerkenswert. Sie stellen vielleicht diejenigen Höhen dar, auf denen die Häuptlinge begraben wurden, oder auch an denen Pferdeopfer dargebracht wurden. Der Wotelberg deutet auf den Wotankult hin, die Jedutten- oder Halloberge erinnern an kriegerische Sänge, die gottesdienstliche Handlungen begleiteten. Der Johanniswartberg bei Timmerloh deutet auf eine Grenzwache hin, zugleich wurden hier zur Sonnenwende Feuer angezündet. Als Namen für die Heideflächen erwähnen wir noch Brönnen, so genannt nach dem braunen Heidekraut, und Botterheide, der auf die Nahrung der Bienen hindeutet. Die Siedlungen sind meist klein und Einzelgehöfte wiegen vor, worauf auch die Namen auf hausen und ingen hinweisen. Größere Dörfer ziehen sich an den Tälern entlang und liegen ausschließlich auf den sandigen Terrassen. Noch heute bildet die Hohe Heide eine der am dünnsten bevölkerten deutschen Landschaften. Die Bevölkerungsdichte sinkt stellenweise auf weniger als 15 auf den Quadratkilometer. Von den Siedlungen haben heute nur Soltau, Wittingen, Schneverdingen, Hermannsburg und Munster eine Bevölkerungsziffer von mehr als 1000 Bewohnern. Soltau entstand im Anschlusse an die alte Solquelle und wuchs erst in der Neuzeit als Eisenbahnknoten auf 5000 Einwohner an. Bei Wittingen kreuzte die Heerstraße Lüneburg-Braunschweig, die das Isetal benutzte, einen von O her kommenden Straßenzug, der durch das Ohretal einen bequemen Zugang zu der Magdeburger Gegend vermittelte. Wegen des Fehlens größerer Bahnlinien ist es bisher klein geblieben. Von großem Nachteile ist für Wittingen seine Lage an der Grenze von Hannover und Sachsen, die es bedingt, daß es noch heute keinen Anschluß an das weit ausgebaute Kleinbahnnetz der Altmark hat und Gebiete, die das natürliche Hinterland von Wittingen bilden, noch heute ihren kommerziellen Mittelpunkt in dem viel weiter ab liegenden Salzwedel haben (Wittingen 1800 Einwohner). Schneverdingen (2100 Einwohner) und Munster (1300 Einwohner) sind eigentlich erst Gründungen der jüngsten Zeit, in den letzten Jahren aus kleinen Dörfern herangewachsen, Munster durch den Truppenübungsplatz, Schneverdingen durch Bahnbauten. Hermannsburg als Mittelpunkt des Örtzetales verdankt seine Bedeutung (1800 Einwohner) der bekannten Mission. Wichtig für die Hohe Heide sind die Kieselgurlager, deren Bedeutung erst steigen wird, wenn geeignete Bahnbauten den Transport leichter ermöglichen werden.

Kapitel 7.

Die Südheide.

Die Zone der hohen Heidehügel dacht sich allmählich nach SW ab und ihre östlichen Teile — wie die Lüßhochfläche — grenzen an das Allertal. Nach W biegt sie jedoch langsam gegen NW und N um, so daß sich zwischen

sie und das Allertal ein Gebiet einschiebt, das wir als „Südheide" zusammenfassen wollen. Die östliche Grenze der Südheide ist durch den breiten Talboden der Örtze gegeben, die Südgrenze bildet das breite Allertal, gegen das die Südheide mit einem meist deutlich erkennbaren Erosionssteilrand absetzt, der erst im W der Lehrde verschwindet. Dieser Steilrand begrenzt ein niedriges Hügelland, das im Steinberge bei Verden noch Höhen von 74 m erreicht. Vom Steinberge verläuft eine stellenweise deutlich ausgeprägte Abdachung nach O, die in die Gegend des Elmhorstes nach NO umbiegt und die Grenze der Südheide gegen die nordhannöversche Moorlandschaft bezeichnet. Die Grenze der Südheide gegen die hohen Heidehügel ist sehr schwer zu ziehen, da beide Gebiete allmählich ineinander übergehen. Wir lassen sie daher bei Schneverdingen beginnen und ziehen sie nach O über Heber bis zu dem Auetal, das bis Deimern die Grenze bildet. Von hier lassen wir sie ostwärts über Hötzingen, Munster, Örrel und Brambostel bis zu dem Kiehnmoor verlaufen. Sowohl dieses wie auch die Moore im SW von Heber rechnen wir zur Südheide, denn obgleich sich das Kiehnmoor nach der Elbe entwässert, ist seine ganze Umgebung dem landschaftlichen Charakter nach von den hohen Heidehügeln vollständig verschieden und erst die Rückwärtserosion der Postglazialzeit hat hier genetisch zum Allertal sich entwässernde Gebiete dem Elbstrom tributär gemacht.

Nur an vereinzelten Stellen kennen wir in der Südheide Schichten des älteren Diluviums anstehend. Es sind an solchen Stellen interglaziale Schichten bekannt geworden, darunter die Süßwasserkalklager von Honerdingen (15, 50) und Averbergen, die in Höhen von 47 m und 23 m anstehen, woraus wir schon schließen dürfen, daß andere Höhen noch weiter aufgeragt haben. In der Talung, die östlich von Walsrode in die Böhme einmündet, stehen Tone und Mergel an, die anscheinend dem älteren Diluvium angehören. Eine eingehende Kartierung dürfte auch hier noch eine Reihe von Aufschlüssen antreffen, in denen das ältere Diluvium ansteht. Wir haben schon bemerkt, daß das interglaziale Relief sicher noch Höhen aufwies, die über die 47 m hohe Mulde von Honerdingen aufragten. Dies zeigt schon allein der hohe Grundwasserstand der Südheide, aus dem wir schließen müssen, daß unter den zumeist aus Sanden bestehenden Schichten des oberen Diluviums ältere wasserundurchlässige Schichten in geringer Tiefe anstehen. Das ältere Diluvium bildete anscheinend einen flachen südwestlichen Ausläufer des präbaltischen Höhenrückens, den auch hier zahlreiche Mulden bedecken. Wir glauben auch, daß durch dieses sich weit nach SW vorschiebende interglaziale Hügelland die eigenartige Bastion bedingt ist, welche die Heide hier nach SW vorschiebt zwischen die Niederungen der Nachbarlandschaften. Wie wir noch bei der Betrachtung der morphologischen Verhältnisse der Südheide sehen werden, kompliziert das einfach gehaltene Bild ganz unvermittelt das Massiv des Falkenberges. Vereinzelte Geologen — wie Monke — wollen auch hier eine endmoränenartige Kiesaufschüttung sehen, ähnlich wie in den Danner Bergen. Ich glaube, mit Unrecht. Eine Endmoräne, die aus Kiesen aufgebaut wird, die eine Fläche von 40 qkm bedecken, erscheint uns nach den Ausführungen im 4. Kapitel als geologisch unwahrscheinlich. Wir glauben, annehmen zu können, daß auch

hier eine isolierte Aufragung des interglazialen präbaltischen Höhenrückens vorliegt, dessen Höhen entkalkt wurden und das Material zu den interglazialen Kalken von Honerdingen lieferten, die sicher nicht vereinzelt dastehen. Für diese Anschauung spricht ebenfalls das Anstehen der roten interglazialen Verwitterungsrinden. Bei Bohrungen werden wir wahrscheinlich noch andere interglaziale Kalklager in dieser Gegend auffinden.

Das jüngere Diluvium erreicht seine größten Mächtigkeiten an den Stellen, wo es interglaziale Mulden ausfüllt. So beträgt nach Kombinationsprofilen seine Mächtigkeit bei Honerdingen etwa 15 m, bleibt im allgemeinen aber unter diesem Betrage. Der obere Geschiebemergel ist zumeist in Geschiebesand umgearbeitet. Die morphologische Gliederung der Südheide ist sehr klar zu ersehen. Die sanft geböschten Täler sind Abschmelztäler, dazwischen sind Höhenrücken stehen geblieben, als die von der allgemeinen Abtragung verschonten Gebiete. Randtäler, dem Eisrande parallel laufend, fehlen ganz, da überall die Schmelzwässer nach S abfließen konnten. Die Richtung der Täler ist im O von NNO nach SSW gerichtet, um weiter im W allmählich nach SW umzubiegen. Daraus ergibt sich auch die Streichrichtung der größeren Höhenrücken der Südheide, von denen wir nur die wichtigsten herausgreifen. Zwischen Neuenkirchen und Visselhövede streicht der 8 km lange Höhenrücken des Elmshorstes, er ist 93 m hoch; im W von Soltau finden wir den Leitzinger Höhenzug und im NW von Bergen den Bleckmarer Berg, einen 93 m hohen, von NNO nach SSW streichenden Höhenrücken. Die landschaftliche Wirkung dieser Rücken ist gering, da sie sich nur wenig über die Verebnungsflächen der Umgebung erheben. Moränenwälle treten im Landschaftsbilde der Südheide ganz zurück, vielleicht ist der 107 m hohe Hamberg, der bemerkenswerterweise quer zu den bisher genannten Höhen streicht, als Endmoräne aufzufassen. Als etwas Fremdartiges schiebt sich in das skizzierte einfache Bild der Falkenberg, in dem die Südheide mit 150 m ihre größten Höhen erreicht. Wir haben dies eigenartige Massiv schon als einen Auslieger des interglazialen Höhenrückens gedeutet. Seine größten Erhebungen stellen vielleicht jüngere Moränenwälle dar, da sie parallel dem durch die Schmelztäler angezeigten Eisrande streichen. Es ist jedoch bei der starken Zertalung des Massivs und der einheitlichen geologischen Zusammensetzung unmöglich, hier Moränenwälle auszuscheiden, dies ist vielmehr in den meisten Fällen — um mit Gagel zu sprechen — eine Sache des geologischen Taktes. Die großen Verebnungsflächen, zwischen denen an einzelnen Stellen flache Höhen stehen geblieben sind, werden von flachen Wannen an vereinzelten Stellen unterbrochen. Die bedeutendsten sind die Becken im S von Soltau und im O von Wardböhmen. Da beide den Falkenberg begrenzen, so scheinen sie mit ihm in genetischem Zusammenhang zu stehen, indem die nach S abfließenden Schmelzwasserströme sich vielleicht am Falkenbergmassiv stauten und hier imstande waren, erodierende Kräfte auszuüben. Wir haben gesehen, wie im allgemeinen sich auch die Südheide langsam nach S abdacht und nur an einer Stelle mit einem Steilrande gegen das Allertal abfällt. Dieser Steilrand bildet bei Walsrode eine eigenartige nach N gerichtete Einbuchtung. Gerade im S dieser Einbuchtung mündet die Leine, welche

große Gebiete entwässert, die zum Teil schon in den mitteldeutschen Gebirgen liegen. Nachdem das Allertal nicht mehr von glazialen Schmelzwässern benutzt wurde, drängte die Leine mit ihren großen Wassermengen allmählich die Aller nach N und so wurde der Steilrand mit seiner eigenartigen Einbuchtung gebildet. Die Folge davon war, daß hier die Erosionsbasis der von N her einmündenden Heideflüsse immer weiter nach N geschoben und somit ihr Lauf bei gleichen Höhenunterschieden zwischen Mündung und Quelle bedeutend verkürzt wurde. Diese Flüsse wurden also allmählich gezwungen, sich einzuschneiden. So erklären sich die eigenartigen eingesenkten Mäander im unteren Böhmetal. In engem Zusammenhang damit steht die Geschichte großer Teile der unteren Weser, welche sich schon jetzt übersehen läßt.

Als bei Beginn der Abschmelzperiode die von S kommenden Flüsse noch weniger Wasser führten, wurden die Täler durchflutet von den aus N kommenden Schmelzwasserströmen der abschmelzenden Gletscher. Infolgedessen wurde die Entwässerungsader nach der Südseite des Tales gedrängt. Damals floß vielleicht auch eine Aller von Schwarmbeck aus gleich nach W und schuf am Südrande des Tales fließend auch den Steilrand, mit welchem die Bassumer Berge hier gegen das breite Wesertal abfallen. Derselbe Steilrand läßt sich auch bis nördlich von Delmenhorst deutlich verfolgen. Dieser Wasserlauf entstand in einer Periode, in der die von N her abströmenden Schmelzwasserströme den Fluß an den Südrand seines Tales drängten. Als im weiteren Verlaufe der Abschmelzperiode die Gletscher so weit nach N zurückgeschmolzen waren, daß ihre Schmelzwasserströme nicht mehr durch das Aller-Wesertal flossen, bekamen die von S her einmündenden Flüsse die Überhand und drängten allmählich den Hauptfluß wieder nach N. So entwickelte sich der heutige Flußlauf als Endprodukt verschiedenartiger Bewegungen. Von Schwarmbeck ab scheint die Aller durch jüngere Einflüsse wiederum nach S verschoben zu sein. Hier hat sich in den Steppenzeiten des Postglazials vor der Mündung des Böhmetals ein großer Schuttkegel aufgeschüttet, welcher die Aller nach S gedrängt hat. Im allgemeinen ist das Steppenphänomen in der Südheide viel weniger großartig entwickelt als in der Nordheide, weil hier das Relief flachwellig ist und nur wenige Täler sich steil einschneiden und so Angriffspunkte für die Abtragung bieten. Nach Abschluß der Steppenzeiten hat der Fluß sein normales Gefälle wieder hergestellt und sich ein enges Tal in den Talsandkegel eingegraben, das 10 m tief ist und von Wiesen bedeckt wird. Die Entstehung der eigenartigen Einbuchtung, welche der Steilrand des Allertals bei Walsrode aufweist, gibt uns auch die Möglichkeit, die genauere Mächtigkeit der Talsande zu berechnen. Vor der Aufschüttung der jüngeren Talsande mußte hier der Talboden etwas niedriger gelegen haben als weiter im O, wo er noch unversehrt vorhanden ist. Eine Schätzung ergibt dafür 26 m über Normalnull. Da der Talsandkegel stellenweise bis zu 41 m Höhe ansteigt, so geht daraus hervor, daß hier Maximalaufschüttungen von 15 m vorkommen. Sehr schön mit der theoretischen Betrachtung stimmt es überein, daß nach der Neuentwicklung des Normalgefälles die Böhme hier ebenfalls in 26 m Höhe fließt. Die Nachbarschaft des weniger tief eingeschnittenen Allertales bringt es mit sich, daß im allgemeinen die Täler der Südheide sich

als breite flache Wannen darstellen, in deren untere Strecken sich nur im Böhmetal jüngere tiefe Täler eingesenkt haben. Die geringe Intensität der Zertalung bedingt es, daß hier die Hochflächen noch unzertalt geblieben sind und auch ihren Formenschatz erhalten haben. Darum finden sich in der Südheide die großen Becken noch wohl erhalten vor und in ihnen liegen die großen Moore, die sonst in der Heide fast ganz fehlen. Gerade die Bildung von Beckenmooren, die nur der Südheide eigentümlich ist, hat mich veranlaßt, die in einem früheren Abschnitt dieses Kapitels beschriebene Grenze so zu ziehen, daß alle Beckenmoore der Südheide zuerteilt wurden. Ferner hängt das Vorhandensein von Beckenmooren ab von einem hohen Grundwasserstand, für welchen wir eine Erklärung schon gegeben haben. Terrassenspuren finden sich in der Südheide nur im Böhmetal, aber auch hier nur in beschränkter Ausdehnung, weil das Flußtal außerordentlich eng ist und ältere Bildungen deshalb zum größten Teile weggewaschen wurden. Wir ersehen aus den wenigen Terrassenresten, daß das heutige stark mäandrierende Tal in einen weiteren älteren Talboden eingeschnitten ist, dessen Rudimente an vielen Stellen noch vorhanden sind. Im S von Dorfmark finden wir auch einen Umlaufberg, der sich 9,5 m über den alten Talboden erhebt und etwa 15 m über dem rezenten Talboden liegt. Oberhalb von Dorfmark erweitern sich die Terrassen, die weiter unten im engen Tal nur noch fetzenartig vorhanden waren. Hier ist das Böhmetal 5 m eingeschnitten in die ebenen Flächen der Soltauer Mulde, welche uns auf beiden Seiten des Flusses als breite Terrassen entgegentreten, hier und dort durch Nebentäler zerschnitten. Dies können wir besonders schön bei Jettebruch beobachten. Die Terrassen des unteren Böhmetales erweitern sich also bei Jettebruch zu den ebenen Flächen der Soltauer Mulde. Wir haben es hier mit dem Boden eines alten Schmelzwassertals zu tun, in welchem erst später die stark mäandrierende Böhme ihr jüngeres Tal einsenkte, als der Steilrand bei Walsrode entstand und immer weiter nach N verlegt wurde. Bei Walsrode liegen diese alten Terrassen 5,6, bei Jettebruch 5 m über der Böhme. Weiter im N verflacht sich das jüngere Tal, es ist hier nur 3 m in die alten Muldenflächen im S von Soltau eingeschnitten. Im Böhmetal sind die Aufschüttungsterrassen der Postglazialzeit nur in wenigen Resten vorhanden, deren Zusammenfassung bei ihrer großen Entfernung unmöglich ist. Aber wir werden annehmen müssen, daß hier sich dieselben Phänomene abgespielt haben, die wir im folgenden Kapitel kennen lernen werden. Nur sind hier ältere Aufschüttungen aus dem engen Tal wieder ganz hinausgeräumt. Dagegen scheinen die Flottlehme, die wir als Lösse der baltischen Schwankung deuten, große Flächen der Südheide zu bedecken und an vielen Stellen die Lehmböden zu bedingen, besonders in der Umgebung von Bergen. Hier sind z. B. bei Wohlde die kalkfreien Flottlehme 2 m mächtig. Die verhältnismäßig große Mächtigkeit ist vielleicht durch das im W aufragende Massiv des Falkenberges bedingt, der es veranlaßte, daß sich an seiner Ostabdachung die von östlichen Winden aufgewehten Staubmassen stauen mußten.

Die weiten Flächen der Südheide waren noch in der Mitte dieses Jahrhunderts ausschließlich von Heidekraut bedeckt. Dazwischen erstreckten sich die dunklen Mulden der Moore. In den Tälern fanden sich Wiesen-

flächen und hin und wieder auch versumpfte Flächen. Die Heideflächen gehören noch jetzt zu den einsamsten, oft erscheinen sie mit den eingestreuten Wacholderhainen savannenartig. Hier liegt in den entlegenen Heideflächen auch der große Truppenübungsplatz von Munster. An den lehmigen Stellen fanden sich auch Laubholzbestände. Heute ist ein großer Teil des Gebietes aufgeforstet, auch der Anflugwald vermehrt sich schnell. Ackerländer nehmen immer größere Flächen ein. Landschaftlich reizvoll ist das tiefe Böhmetal, obgleich es der weiten Heide fremd ist und an idyllische Landschaften der Mittelgebirge erinnert. Noch heute finden wir in der Südheide überwiegend einzelne Gehöfte; hier haben auch wahrscheinlich die Namen auf „ingen" ihren Ausgang genommen. Die Siedlungen sind meist klein, nur Walsrode, Fallingbostel und Bergen sind zu kleinen Marktflecken für das umliegende Land herangewachsen. Neuerdings wächst auch Visselhövede als Eisenbahnknoten zu einiger Bedeutung heran. Die Südheide fällt gegen das Allertal mit einem Steilrand ab, der an einzelnen Stellen deutlich ausgeprägt erscheint und bei Celle dicht an den Allerfluß tritt. Hier war darum die Aller leicht zu überschreiten, wodurch die Stadt Celle als größte Siedlung des Allertales bedingt wurde. Die weiten sandigen Verebnungsflächen des Allertals sind genetisch noch nicht in allen Einzelheiten geklärt und sind vielleicht zum Teil auch erst im Postglazial durch die Arbeit der von S kommenden Flüsse geschaffen. Jedenfalls liegt hier kein eigentliches Urstromtal vor, wenngleich es sicher ist, daß größere, von N kommende Schmelzwasserströme auch hier verebnend gewirkt haben. Die Sande des Allertales sind stellenweise zu Dünen aufgeweht, im allgemeinen beherrschen Heidekrautflächen und Moore das Landschaftsbild. Wiesen sind anfangs selten, verbreitern sich jedoch weiter unterhalb zu einem Gürtel, der allmählich in die Wesermarschen übergeht. Daß viele der großen Moore am Nordrande des Allertales durch das Austreten des Grundwassers der im W liegenden Hohen Heide bedingt sind, haben wir schon im 6. Kapitel skizziert. Die Südgrenze der Heide, die wir morphologisch annehmen müssen, kommt im Landschaftsbild kaum zum Ausdruck. Unmerklich ziehen sich von der Hohen Heide die Heidekrautflächen über das Allertal bis in die Gegend von Hannover. Daher gleichen auch die siedlungsgeographischen Formen des Allertales denen der übrigen Heide und sind streng zu unterscheiden von den weiter im S auftretenden, wo ausgedehnte Lehm- und Lößböden andere wirtschaftsgeographische Verhältnisse bedingen. Daher haben wir es noch der Heide zugerechnet und werden auch im 13. und 14. Kapitel die siedlungsgeographischen Verhältnisse und die dadurch bedingten Wirtschaftsformen besprechen.

Kapitel 8.

Das Elbtal.

Die Nordgrenze der Heide bildet das breite Elbtal, das sich in großen Bögen dahinzieht und die Heide von den Hochflächen Holsteins und Mecklenburgs trennt. Frühere Geologen hielten das Elbtal für einen Grabenbruch; wir haben aber schon im 2. Kapitel dargelegt, daß diese Auffassung nicht zu halten ist und bei Hamburg nordsüdlich streichende Grabenbrüche nur zufällig das Elbtal kreuzen. Zahlreiche Bohrungen haben im Elbtal östlich von Hamburg das Tertiär in großen Meereshöhen erbohrt und die vereinzelten Horste von Malliß, Lübtheen und Lüneburg haben genetisch keine Beziehungen zum Elbtal, dessen ausgesprochen bogenförmiger Verlauf übrigens ebenfalls auf ein normales Erosionstal hinweist. Das Elbtal bezeichnet eine Faziesgrenze der diluvialen Sedimente, die allerdings nur eine zufällige ist, da die Aufschlüsse zu beiden Seiten des Elbtals dieselben jungdiluvialen Schichten in derselben Aufeinanderfolge zeigen, also dazwischenliegende Störungslinien ausschließen. Im W der Elbe erfolgten im Interglazial große Meerestransgressionen, die zum Teil fjordartig hineingriffen in den schon besprochenen präbaltischen Höhenrücken, wie die bei Scharnebeck und Lüneburg erbohrten Tone posttertiären Alters es wahrscheinlich machen. Die interglazialen Torffunde, sowie das Auftreten mariner und limnischer Diatomeen in denselben Lagern bei Bleckede und Wendisch-Wehningen zeigen, daß zeitweise das Meer wieder zurücktrat oder auch flache Täler überschwemmte, wie wir es heute an der Ostseeküste beobachten können. Die Untersuchungen Gagels (21, 102) zeigen, daß im N der Elbe neben marinen Sedimenten 20 m mächtige Komplexe pflanzenführender interglazialer Sande vorkommen, daß wir also schon hier das Ablagerungsgebiet der weiter im S vom präbaltischen Höhenrücken abgetragenen Schichten zu suchen haben. Aber es geht wohl zu weit, alle diese — zumeist entkalkten — Sande als interglaziale Aufschüttungen aufzufassen. Wir glauben nach dem Habitus mancher Sande schließen zu müssen, daß hier die „in situ“ entkalkte Sandrformation der Rißeiszeit vorliegt. Die Würmeiszeit ist — wie in der Heide — durch die mächtige Sandrformation und die Grundmoräne vertreten.

Es ist durch keine zwingenden Beobachtungen zu beweisen, daß im Bereich des Elbtals die jungdiluvialen Schichten eine Mulde bilden. Dr. Müller hat darauf hinweisende Erscheinungen nur beim Geschiebemergel (35, 36) gefunden, die wir aber durch oberflächliche Bodenbewegungen viel besser erklären können, ohne die einfachen Lagerungsverhältnisse auf Grund unzutreffender Annahmen unnötig komplizieren zu müssen. Wir haben schon im 4. Kapitel eingehend dargelegt, daß noch im Anfange der Abschmelzperiode das Elbtal nicht vorhanden war und anders gerichtete Eisrandtäler sich nur wenig in die Umgebung einschnitten. Erst später erfolgt die ruckweise Vertiefung des Elbtals, die wir in ihren einzelnen Phasen an den Terrassen der Neben-

flüsse beobachten konnten. Für uns ist es sehr wichtig, festzustellen, wann die Eintiefung vollendet war. Im W von Lauenburg mündet in das Elbtal ein Trockental, dessen hochgelegener Talboden die Fortsetzung des Neetze-Urstromtals bildet. In diesem Talboden liegen jüngere feinkörnige Sande, die anscheinend im N mit den aufgeschütteten Sanden des baltischen Vorstoßes (siehe Kap. 3) verknüpft sind, die auch das Stecknitztal erfüllen und zwar im Niveau des heutigen Elbtales. Daraus schließen wir, daß die Vertiefung des Elbtals während der baltischen Schwankung (Kap. 3) erfolgt sein muß. Schon im 4. Kapitel hatten wir die Ansicht ausgesprochen, daß — nach der geleisteten Erosionsarbeit zu urteilen — die Dauer der baltischen Schwankung eine recht beträchtliche gewesen sein muß. Die Talsande des schon erwähnten Trockentals im W von Lauenburg lagern nun auf einem Torfmoor, dessen Liegendes Schichten der Würmeiszeit bilden. Die aus diesem Moor zahlreich beschriebenen Pflanzenfunde (14, 17, 35) deuten auf ein Klima hin, das dem heutigen ähnlich gewesen sein muß. Daraus glauben wir schließen zu müssen, daß während der baltischen Schwankung das Eis sicher bis zu seiner heutigen Höhe abgeschmolzen war, woraus sich eine ziemlich lange Dauer dieser Periode ebenfalls ergibt. Im 3. Kapitel haben wir ebenfalls erwähnt, daß die baltische Endmoräne nicht konzentrisch zu den übrigen verläuft (vgl. Karte von Maas in 28), sondern daß sie die älteren zum Teil quer abschneidet. Daraus schlossen wir schon auf die Selbständigkeit der baltischen Endmoräne, indem diese keinen Zusammenhang mit den älteren Bildungen hat und das baltische Eis erst vorrückte, nachdem im W sich stellenweise große Senkungen vollzogen hatten. Den größten Teil des Elbtals bedecken Alluvionen mit ihren Wiesenflächen. Zwischen diese und den Steilrand der Heide schieben sich ausgedehnte Sandflächen, in denen ältere Geologen eine Hochterrasse der Elbe sahen. Die Irrigkeit dieser Annahme ergibt sich aber schon daraus, daß diese Sandterrassen gerade an den Stellen am deutlichsten erkennbar werden, wo die Heideflüsse in das Elbtal treten, also etwaige Hochterrassen der Elbe am ehesten der Abtragung zum Opfer gefallen wären. Überschauen wir eine Karte der Talsande, so ersehen wir klar, daß hier große Sandkegel vorliegen, die aus den Heidetälern in die Elbniederung geschüttet wurden, sie sind gerade da am deutlichsten ausgebildet, wo die Täler der Ilmenau, Luhe und Neetze ins Elbtal münden, dagegen fehlen sie bemerkenswerterweise dem Seevetal. Das auf morphologischem Wege gewonnene Ergebnis, daß die Talsande von S aus der Heide als Schuttkegel aufgeschüttet wurden, wird durch die geologischen Befunde bestätigt. Wo wir in den wenigen Aufschlüssen geschichtete Sande vorfinden, zeigen diese südnördlich strömende Gewässer an. Ihr Material ist im S grobkörnig und nimmt nach N an Korngröße immer mehr ab, so daß hier die Sande später zu hohen Dünen aufgeweht wurden. Auch diese Beobachtungen lassen nur auf südnördliche Transportkräfte schließen, wie dies auch Koert (36) erkannte.

Koert und Müller vertreten in den schon erwähnten Arbeiten (35, 36, 37) die Anschauung, daß diese Talsande glazialen Alters sind und von Schmelzwasserbächen aufgeschüttet wurden. Wir können diese Anschauung nicht teilen, da wir gesehen haben (Kap. 4), daß die Täler, deren

Boden heute von Talsanden gebildet wird, erst eine geraume Zeit nach dem Abschmelzen des Eises aus der Lüneburger Heide bis zu ihrer heutigen Tiefe eingeschnitten wurden. Schon damit sind wir gezwungen, diese Talsande in das Postglazial zu stellen.

Der Verlauf des Elbstroms in seinem breiten Tal erscheint stark beeinflußt von den Talsandkegeln. Im allgemeinen fließt die Elbe am südlichen Rande ihres Tales, offenbar unter dem Einfluß der Schmelzwässer des baltischen Vorstoßes, die nach S eine große Stoßkraft ausübten und den Elbstrom an die Südseite des Elbtales drängten. Zwischen Bleckede und Winsen werden diese Verhältnisse unterbrochen, hier fließt der Elbstrom am Nordrande seines Tales, bespült den Steilrand des holsteinischen Höhenrückens und schafft hier die aus der Literatur bekannten Aufschlüsse. So entsteht der eigenartige Bogen, den jede Karte beim Laufe der unteren Elbe zeigt. Diese Veränderungen des Elblaufes im Postglazial sind für uns sehr wichtig, da sie uns ermöglichen, das relative Alter der einzelnen Bildungen zu erkennen. Die von uns dem baltischen Vorstoße zugerechneten Talsande des Stecknitztales reichten einst sicher viel weiter nach S und sind später von der unter dem Einflusse der Talsandkegel nach N drängenden Elbe wieder denudiert worden. Damit ist erwiesen, daß die Talsandkegel jünger sind als der baltische Vorstoß, also in der von uns „postbaltische Zeit" genannten Periode entstanden. Heute sind die Talsandkegel nicht mehr überall in geschlossenem Zusammenhange vorhanden, denn infolge der allmählichen Senkung des Elbtales wurden sie zumeist von jüngeren Alluvionen überdeckt und nur ihre höchsten Partieen ragen als sandige Inseln aus den Wiesen der Marsch. Derartige Stellen sind für die Siedlung von großer Bedeutung und wurden schon — wie Urnenfunde beweisen — frühzeitig von Menschen aufgesucht. Hier liegen auch noch heute die größten Dörfer der Elbmarsch. Es ist wohl auch kein Zufall, daß gerade hier, wo aus den oft überschwemmten Wiesen des Elbtales einige feste Punkte aufragten, auch Bardowieck lag, ehedem die größte Stadt der unteren Elbe. Diese Talsandkegel entstanden als gewaltige Aufschüttungsgebilde in Zeiten, in denen eine starke Abtragung vorherrschte.

Gerade heute ist man geneigt, derartige Bildungen in sehr niederschlagreichen Perioden entstehen zu lassen. Darunter verstehen wir Zeiten, in denen die jährliche Regenmenge über einen bestimmten Durchschnitt steigt. Wir müssen aber bedenken, daß nicht die Menge, sondern die Intensität der Niederschläge morphologisch in Betracht kommt. Ein einziger Wolkenbruch kann mehr Material abräumen als monatelange Landregen. Wenn daher Ampferer (116, S. 88) behauptet, daß niederschlagreiche Gebirge sich durch einen ungeheuren Reichtum an Verwitterungsschutt auszeichnen, so steht er damit in Widerspruch zu seinen anderen Arbeiten (99). Ich glaube annehmen zu können, daß er niederschlagreiche Zeiten allein nach der Intensität der Regenfälle beurteilt, was nicht statthaft ist und zu Mißverständnissen führt. Diese Anschauung vertritt auch Götz in seinem Vortrage (Deutscher Geographentag 1907) über „Die klimatischen Verhältnisse zu Beginn des neolithischen Zeitalters". Es ist allmählich Zeit, mit derartigen Anschauungen zu brechen, denn es kommt hier nicht auf die absolute Regenmenge der

einzelnen Jahre, sondern auf die Verteilung der morphologisch wirksamen Platzregen an, sowie nicht zum mindesten auf den Einfluß der Pflanzendecke, die leider die meisten derartigen Untersuchungen vollständig unbeachtet lassen. Im 6. Kapitel haben wir dargelegt, daß in niederschlagarmen Zeiten die Pflanzendecke der Heide zum Teil verschwinden würde, zugleich die periodischen Regengüsse morphologisch wirksamer werden und eine starke Abtragung einsetzt, im Gegensatz zu dem heutigen regenreichen Klima, wo zugleich die starke Pflanzendecke die Abtragung auf ein Minimum beschränkt. Betrachten wir die Talsande der Heide, so fällt uns vor allem der Mangel jeder Schichtung an vielen Stellen auf. An anderen Stellen bestehen die Talsande aus Gehängeschuttbildungen, deren nur wenig abgerundete Geschiebe auf einen nur kurzen Transportweg hinweisen. So sehen Ablagerungen aus, die unter dem Einfluß stark periodischer Regengüsse aufgeschüttet werden. Die Flüsse vermochten es nicht, die abgetragenen Massen wegzuführen und diese häuften sich in den Tälern auf und wurden zu weiten flachen Talböden von den hin und her pendelnden Flüssen umgestaltet. Endlich wurden die gewaltigen Talsandkegel ins Elbtal geschüttet. Wir sehen also, daß die niedrig gelegenen Talsande der Heideflüsse mit den Talsandkegeln des Elbtals identisch sind. Es ist von Wert, sich bei der Betrachtung der postbaltischen Steppenzeiten — in denen diese Talsande als Abtragungsprodukte entstanden — die rezenten Niederschlagsverhältnisse der Heide zu vergegenwärtigen. Das Ilmenautal — vielleicht auch andere Täler — liegt heute im ausgesprochenen Regenschatten der stark beregneten westlichen Heidehügel, die sich auch in Steppenzeiten als erste hohe Erhebungen den regenbringenden Westwinden entgegenstellen. Daher werden diese auch in trockenen Zeiten immerhin eine dichtere Pflanzendecke haben, die vor allzustarker Abtragung schützt. Jetzt verstehen wir auch das Fehlen von größeren Aufschüttungskegeln im Seevetal, da dieses die westlichen Heidehügel entwässert, wo sich auch in trockenen Zeiten eine dichtere Pflanzendecke hielt. Wenn sich hier ein Schuttkegel gebildet hat, so war dieser sicher nur von kleinem Ausmaße und wurde vielleicht später wieder abgetragen. Wir haben auch Andeutungen dafür, daß auch vor dem Seevetal ein kleiner, jetzt weggeräumter Schuttkegel bestanden hat. Von Ramelsloh zweigt sich nach O ein breiter Talboden ab, etwa 7,5 m über dem heutigen Seevetal liegend. Diesen können wir ohne Schwierigkeit als den Rest eines sich radial entwässernden Talsandkegels deuten, der heute wieder abgetragen ist. Das Fehlen von Schuttkegeln vor den Tälern der Schwarzen Berge können wir ebenfalls durch eine hier während der Steppenzeit vorhandene Vegetationsdecke erklären, wenngleich hier auch Reste der Schuttkegel unter den mächtigen Alluvionen liegen können[1]). Die Bedeutung, welche die Steppenperioden ausgeübt haben auf den Formenschatz der Heide, haben wir schon an früherer Stelle kurz skizziert. Die Mächtigkeit der Talsande ist eine recht bedeutende. Bohrungen bei Winsen fanden sie 9,5 m mächtig. Der Luhetalsandkegel bedeckt eine Fläche von annähernd 120 qkm. Bei einer

[1]) Neuerdings gelang es mir auch, vor den Tälern der Schwarzen Berge große Schuttkegel aufzufinden.

durchschnittlichen Mächtigkeit von 5 m ergibt sich hier eine Sandaufschüttung von 600 cbkm. Diese Zahl ist vielleicht genügend, um zu ersehen, was für gewaltige Abtragungen hier noch in der postbaltischen Zeit stattgefunden haben.

Diese Talsandkegel sind postbaltischen Alters. Es ist nun sicher, daß sich auch in der Zeit der baltischen Schwankung eine Steppenzeit vorfindet. Wir hatten auch schon angedeutet, daß die Sandlagen, welche dem Torf des Lauenburger Moores eingeschaltet sind, vielleicht als Produkte einer solchen Steppenzeit aufzufassen sind. Wir haben keinen Talsandkegel, der aus einer baltischen Steppenperiode stammt, weil in dieser noch immer die Tiefenerosion vorherrschte und beim baltischen Vorstoße große Wassermassen die Täler ausräumten. Die Aufnahmen der Landesgeologen haben nun in der Heide eigentümliche, teils lehmige, teils auch feinsandige Bildungen kartiert, die sich deckenartig über die Ablagerungen der vierten Eiszeit legen und alle Unregelmäßigkeiten des Reliefs abformen. Eigenartig ist die Verteilung dieser Gebilde, die sich jetzt schon übersehen läßt. Sie lagern alle im NO der hohen Heideberge. So bedecken Feinsande den östlichen Abhang der Schwarzen Berge, weite Strecken bedeckt der Flottlehm in der Umgebung von Bergen, die östlich des langgestreckten Bleckmarer Berges liegt; ähnlich liegen bei Ebstorf und Bevensen die Flottlehme im O hoher Hügel und füllen an vielen Stellen Talungen aus (vgl. 33). Wir sehen deutlich, daß hier von O kommende Winde an Transportkraft verloren und die mitgeführten Staubmassen beim Übersteigen von Anhöhen fallen ließen. Die Mächtigkeit der Flottlehme beträgt im Durchschnitt 2 m. In ihnen läßt sich oft noch ein gewisser Kalkgehalt nachweisen und die sehr sandige Ausbildung erklärt sich leicht aus der Tatsache, daß vorwiegend sandige Böden diese Flottlehme geliefert haben. Zeigen schon die eigenartigen Ablagerungsverhältnisse an, daß hier äolische Bildungen vorliegen, so wird diese Anschauung im Verein mit dem Fehlen jeder Schichtung auch dadurch unterstützt, daß an der Basis des Flottlehms bei Ebstorf, wo der schönste Aufschluß liegt, zahlreiche prächtige Dreikanter liegen. Wir sehen also in den Flottlehmen und Feinsanden nichts anderes als petrographisch differenzierte Lösse äolischen Ursprungs. Wenn sich an vereinzelten Stellen eine undeutliche Schichtung einstellt, so können wir auch annehmen, daß hier die Lösse in flache Wasserbecken geschüttet wurden. Es ist von Bedeutung, daß auch für den Bördelöß nunmehr eine äolische Bildung endgültig angenommen werden muß. Auch das Alter dieses Heidelösses läßt sich annähernd bestimmen. Nach den Angaben von Monke (33) zieht er sich herab von der Hochfläche in die Täler und wird hier von jüngeren Sanden überlagert. Falls diese Beobachtungen wirklich richtig sind, wäre er jünger als diese Talsande. Aber damit ist noch nicht gesagt, daß er älter ist als der baltische Vorstoß. Hier müssen wir andere Beweise heranziehen. Der Heidelöß ist sicher das Aufarbeitungsprodukt großer Geschiebemergelböden, welche weiter im NO gelegen haben müssen. Heute sind hier nur vereinzelte Lehmflächen vorhanden. Die Sande des baltischen Vorstoßes beherrschen im NO das Landschaftsbild. Die dazwischenliegenden Lehmflächen würden nie die weit ausgedehnten Lößdecken der Heide liefern können. Diese müssen also entstanden sein zu einer Zeit, als die Grund-

moränenböden hier noch auf weite Strecken vorhanden waren und nicht durch jüngere Eingriffe zum größten Teil zerstört. Damit ergibt es sich mit zwingender Notwendigkeit, daß diese Lösse älter sein müssen als der baltische Vorstoß. Da sie nun im Hangenden der Schichten der vierten Eiszeit liegen, so bildeten sie sich — analog den Bördelössen — in dem Höhenpunkte der baltischen Schwankung. Während des baltischen Vorstoßes wurden große Lehmböden abgetragen oder auch in Sand umgearbeitet. Daraus erklärt sich vielleicht, daß wir zurzeit einen postbaltischen Löß noch nicht kennen, indem die großen lehmigen Staubmassen, die den Löß lieferten, stark verkleinert waren. Bei Deutsch-Evern liegen in einem Trockentale der Ilmenau, das der baltischen Schwankung angehört, kalkarme Tone, die wir als fluviatil umgearbeitete Lösse ansehen können. Es geht daraus hervor, daß ein Teil der Flottlehme sicher schon während der baltischen Schwankung gebildet wurde. Von großer Wichtigkeit ist es nun, daß es mir vor kurzem gelang, bei Ebstorf den Flottlehm in zwei Bildungen zu trennen, die beide 1 m mächtig sind und durch eine 20 cm mächtige Bank einer eisenschüssigen Verwitterungskruste getrennt wurden. Den unteren Flottlehm rechne ich der baltischen Schwankung zu, die Verwitterungskruste einer jüngeren Mediterranzeit und den oberen Flottlehm der ältesten der postbaltischen Steppenzeiten. Wir halten es auch nicht für unmöglich, daß bei genaueren Untersuchungen auch der Bördelöß sich als eine Bildung verschiedener Zeiten erweisen wird.

Die Oberflächenformen der Talsandkegel sind so verwaschen und die Aufschlüsse in ihnen so gering, daß es hier unmöglich ist, Bildungen verschiedener Zeiten auszuscheiden. Wir haben schon angedeutet, von wie großer Wichtigkeit es ist, daß diese Talsandkegel sich in niedrig gelegenen Terrassen des Ilmenautales und auch anderer Täler fortsetzen. Wir bemerkten auch schon vorher, wie in postbaltischen Steppenzeiten die Täler mit Sanden aufgeschüttet werden und in den folgenden regenreichen Zeiten die Flüsse sich neu in die Sande einschneiden, um ihr Normalgefälle wiederherzustellen. Die Sande bleiben dann als Terrassen stehen. Es ist auch ersichtlich, daß ein alternierender Zyklus von Trockenzeiten und Regenzeiten hier mehrere Terrassen entstehen läßt, wenn diese Zeiten nicht gleich intensiv wirkende Kräfte aufweisen. Schon Müller (37) berichtet von einer Aufschüttungsterrasse der Ilmenau bei Lüneburg und teilt auch mit, daß hier wahrscheinlich zwei Terrassen vorliegen. Eine Trennung beider hat er nicht versucht, indem die alleinige Anwendung der von den Geologen verwerteten petrographischen Methode hier vollkommen versagt. Nur eine Kombination geologischer und morphologischer Arbeitsmethoden ermöglicht hier — wie so oft im Flachlande — eine Lösung. Ich habe — besonders in den Pfingst- und Herbstferien 1908 — die Terrassen der Ilmenau von Bardowieck bis Bienenbüttel vermessen und die Ergebnisse auf einer Karte eingezeichnet, die ich an anderer Stelle zu publizieren gedenke. Es lassen sich hier vier Terrassen deutlich unterscheiden, die sich sicher auch nach S fortsetzen, wegen mangelnder Zeit habe ich diese südlichen Terrassen nicht mehr vermessen können. Besonders deutlich ist eine 5—6 m hohe Mittelterrasse ausgeprägt, sie begleitet die Ilmenau fast in der ganzen Länge des Tiergartens und ist an vielen

Stellen von den Feuersteinkulturen des Tardenoisien bedeckt. Darüber erheben sich mehr als 9 m die vereinzelten Reste einer Hochterrasse, die nur selten größeren Zusammenhang aufweisen. Das Wiesental der Ilmenau begleitet eine 2—3 m hohe Niederterrasse. Heute fließt die Ilmenau in großen Mäandern.

Diese Terrassen sind nun nicht etwa als Erosionsterrassen einer einzigen Talverschüttung anzusehen. Bei Melbeck zeigt ein Aufschluß eine Abwechslung von weißen und roteisenschüssigen Lagen, was auf verschiedene Aufschüttungen hinweist, die von Verwitterungsperioden unterbrochen wurden. Neue Aufschlüsse bei Wilschenbruch zeigen die Sande der Hochterrasse rötlich, während die jüngeren weiß geblieben sind. Auch daraus ersehen wir, daß diese Terrassen verschiedenen Aufschüttungsperioden ihre Entstehung verdanken. Die Intensität und Zeitdauer der Trockenzeiten ist im allgemeinen proportional der Mächtigkeit der aufgeschütteten Massen, denn es ist wohl ersichtlich, daß bei intensiveren und länger anhaltenden Trockenzeiten mehr Material abgetragen, die Täler also stärker verschüttet werden. Aus den schon mitgeteilten Zahlen ergibt es sich demnach, daß die Trockenzeiten sich wie 9 : 5 : 2 : 1 verhalten, also nach der Jetztzeit zu an Intensität allmählich abnehmen. Dieselbe Abnahme der Intensität zeigen auch die Gletschervorstöße in den Alpen während der Postbühlzeit. Sie verhalten sich wie 600 zu 400 zu 200. Hier liegen also bemerkenswerte Übereinstimmungen vor, die mich dazu geführt haben, in der Kombination beider Erscheinungen das Rätsel der postbaltischen Klimakurve zu sehen. Die Ergebnisse habe ich im 3. Kapitel schon besprochen. Das für uns wichtige ist, daß im Postglazial nicht nur Zeiten vorkommen, in denen das Klima kälter und regenreicher ist als das heutige, sondern auch Perioden, in denen es wärmer und trockener ist. Bemerkenswerterweise stimmen meine Beobachtungen auffallend überein mit den scharfsinnigen Untersuchungen von Schulz, die wir ebenfalls im 3. Kapitel schon erwähnt haben. Ich habe diese postbaltischen Steppenzeiten, um eine spätere Parallelisierung zu ermöglichen, nach den Heideflüssen als Ilmenauzeit, Luhezeit, Neetzezeit und Seevezeit bezeichnet. Die Bedeutung der Ilmenauzeit ist vielleicht noch größer, als es die angeführten Zahlen anzeigen, da ihre Talsande — im Gegensatz zu den jüngeren — teilweise rot gefärbt sind, was auf sehr intensive Verwitterung hinweist, die in ähnlichem Grade anscheinend späteren Zeiten gefehlt hat.

Noch einige Bemerkungen müssen wir uns gestatten, die eng im Zusammenhang stehen mit unseren Ausführungen am Ende des 3. Kapitels. Die Intensität von trockenen und nassen Zeiten ist nicht allein abhängig von Verschiebungen der allgemeinen klimatischen Werte, sondern es spielen oft noch andere Faktoren mit, die stellenweise von großer Bedeutung werden können. Nur flache Meere umgeben Norddeutschland. Geringe negative Strandverschiebungen werden hier große Flächen trocken legen und sind dann auch von großem Einfluß auf die klimatischen Werte, denn diese werden kontinentaler erscheinen, wenn die Feuchtigkeit spendende See weiter im W liegt. Wir wissen nun, daß im Postglazial große Teile der Nordsee landfest waren und sich hier Talsysteme eingruben, die noch heute in großen Zügen erkennbar sind. Umgekehrt wissen wir,

daß in jüngster Zeit auch große Transgressionen stattgefunden haben. Wir halten es für sehr wahrscheinlich, daß ein Zusammentreffen von Regressionen und Klimaten von starken positiven Ausschlägen ein Steppenklima verschärfen, Transgressionen es umgekehrt mildern. So glauben wir annehmen zu können, daß die beobachteten Werte der Neetzezeit und Seevezeit darum hinter den berechneten Werten zurückbleiben, weil sie mit den jüngeren Transgressionen der Nordsee zusammenfallen. Es handelt sich hier naturgemäß um Vermutungen. Es ist ersichtlich, daß gerade die Heidevegetation in ihrer starken Abhängigkeit von dem rezenten Klima am empfindlichsten reagieren mußte auf große Verschiebungen der klimatischen Werte und darum die Steppenphänomene hier am deutlichsten auftreten. Auch die Deltabildungen des Fläming (13) fallen vielleicht in solche Steppenzeiten. Der hier eingeschlagene Weg erscheint uns als der einzig mögliche, um einen Überblick der Klimaschwankungen der Postglazialzeit zu bekommen, denn die zurzeit übliche Methode der Mooruntersuchungen liefert uns nur vereinzelte Fragmente, nachdem Schulz nachwies, daß in den älteren Steppenzeiten vielleicht die meisten Moore ausgeblasen wurden (98, S. 521 u. 547). Auch die sogenannten Phasen der postglazialen Ostsee geben zurzeit kein genaueres Bild, außerdem sind hier anscheinend Bildungen verschiedener Zeiten willkürlich zusammengestellt. Wichtig erscheinen mir auch die von Wüst bei Halle aufgefundenen Schuttkegel, da sie auch hier mehrere trockene Zeiten wahrscheinlich machen.

Wir haben schon bemerkt, daß in den Steppenzeiten die Gefällsentwicklung gestört wird und die Flüsse erodieren müssen, um ihr Normalgefälle wiederherzustellen. Diese Tiefenerosion wird erst dann der Seitenerosion Platz machen, wenn die aufgeschütteten Sande durchschnitten sind. Trotzdem bei der Ilmenau und Luhe im Unterlaufe schon wieder die Seitenerosion vorwiegt, so zeigen dennoch einige wichtige Bohrungen bei Winsen, daß trotzdem die Aufschüttungssande nicht mehr durchschnitten sind. Wir können dies nur dadurch erklären, daß nach dem Aufschütten der Talsande rezente Senkungen stattfanden, wodurch die Erosionsbasis erhöht wurde. Bei Winsen liegt die Basis der Talsande schon heute 2,5 m unter Normalnull und bei Hamburg liegt stellenweise sogar das Alluvium 15 m unter Normalnull. Wir haben gesehen, wie schon die Ausdehnung der Gletscher des baltischen Vorstoßes dafür sprach, daß hier im W Deutschlands während der baltischen Zeit Senkungen stattfanden. Diese Senkungen haben sich also auch während der postbaltischen Zeit fortgesetzt und erreichen an einigen Stellen ein großes Ausmaß. Derartige Stellen zeichneten sich schon im älteren Diluvium durch Senkungserscheinungen aus, die wir als Grabenbrüche deuteten. Wir haben anscheinend auch hier posthume Bewegungen älterer Dislokationen vor uns. Trotzdem ist es sicher, daß auch die Verbiegung der subbaltischen Synklinale in der postbaltischen Zeit fortdauert. Für die nähere Umgegend von Lübeck hat H. Spethmann den Beweis für lokal beschränkte Senkungen an Hand zahlreicher dicht benachbarter Bohrungen erbracht (69). Die Senkungen machen sich auch morphologisch geltend. Die Alluvionen überschwemmen die älteren Sande und greifen stellenweise weit hinein in die Nebentäler, wie dies besonders im Seevetal zu beobachten ist. Bei Hoch-

wasser graben sich langgestreckte Hochwasserbetten in der Richtung des Tales ein — zumeist fälschlich als alte Elbläufe bezeichnet — und haben oft die Talsandkegel zu Inseln aufgelöst. Die Nebenflüsse werden daher im Elbtal umgelenkt und benutzen die genannten Hochwasserbetten in ihrem Unterlaufe, wie dies jede Karte deutlich zeigt. Noch deutlicher machen sich die Senkungen in den Mündungsgebieten der großen Ströme geltend. Diese werden unter das Wasser getaucht und zu jenen schlauchartigen Bildungen umgeformt, für die nicht ausschließlich die Wirkung der Ebbe- und Flutströme geltend gemacht werden darf. Bei der unteren Elbe werden die Verhältnisse noch kompliziert, indem hier auch die Hochwasserbetten untergetaucht sind. Dadurch entsteht stellenweise ein Gewirr von Inseln, wie bei Hamburg, und erst weiter unterhalb finden wir die reine Schlauchform, auch hier noch stellenweise von Nebenarmen begleitet.

Die früher noch nicht eingedeichte Elbniederung wurde oft bei Hochwasser überschwemmt. Daher knüpften sich viele Ortschaften an die inselartigen Reste der Talsandkegel, wie Bütlingen, Echem, Hittbergen und Artlenburg. Wir haben schon auf diese Erscheinung hingewiesen. Im Jahre 1271 werden Deiche bei Bleckede erwähnt. Bald auch wurden die übrigen Teile des Elbtals eingedeicht. Im Anschluß an die Deiche entsteht das typische Marschendorf, sich perlschnurartig am Fluß entlang ziehend, den Deich als Straße benutzend. Hopte, Drage, Uhlenbosch, Schwinde und Tespe sind solche Marschendörfer, deren Namen schon anzeigen, daß sie nicht einheimischen Ursprungs sind, sondern von auswärts besiedelt wurden. Bis 1189 war Bardowieck die größte Siedlung des Elbtales. Daneben hatten auch die gegen die Slawen errichteten Burgen einige Bedeutung. Noch im Anfange des 19. Jahrhunderts waren die Siedlungen klein. Durch den Bau der Eisenbahnen begünstigt, beginnt ein schnelleres Wachstum von Harburg und Winsen; beide haben die übrigen Siedlungen weit überflügelt. Harburg ist sogar heute als Vorort von Hamburg die größte Stadt der Heide geworden.

Literaturverzeichnis.

1. Ergebnisse von Bohrungen. J. d. L.A. 1904, Heft 4.
2. Ergebnisse von Bohrungen. J. d. L.A. 1905, Heft 4.
3. Ergebnisse von Bohrungen. J. d. L.A. 1906, Heft 4.
4. Chamberlin u. Salisbury, Geology. vol. III. New York 1906.
5. Penck u. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter.
6. Erdmann, Die norddeutsche Heide in forstlicher Beziehung, 1907.
7. Tetzner, Die Slawen in Deutschland. Braunschweig 1906.
8. Peßler, Das altsächsische Bauernhaus in seiner geographischen Verbreitung.
9. Wütschke, Beiträge zur Siedlungskunde des subherzynischen Gebietes. M. H. 1907.
10. Akten der Saline zu Lüneburg.
11. Hoops, Waldbäume und Kulturpflanzen im germanischen Altertum. Straßburg 1907.
12. Keilhack, Präglaziale Süßwasserkalke. J. d. L.A. 1882, S. 133.
13. Derselbe, Deltabildungen am Nordrande des Fläming. J. d. L.A. 1886, S. 135.
14. Derselbe, Ein neues Torflager bei Lauenburg. J. d. L.A. 1899, S. 185.
15. Lauffer, Aufschlüsse des unteren Mergels in Nordhannover. J. d. L.A. 1883, S. 310 u. 554.
16. Wahnschaffe, Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. Stuttgart 1901.
17. Keilhack, Das Lauenburger Torfmoor. J. d. L.A. 1884, S. 211.
18. Gottsche, Der tiefste Untergrund Hamburgs. M. G. H. 1834.
19. Sabban, Die Dünen Mecklenburgs.
20. Deecke, Betrachtungen zum Problem des Inlandeises in Norddeutschland und speziell in Pommern. Z. d. g. G. 1906.
21. Gagel, Geologie der Umgebung von Ratzeburg und Mölln. J. d. L.A. 1903.
22. Hahn, Topographischer Führer durch das nordwestliche Deutschland. Leipzig 1895.
25. Menzel, Quartär von Südhannover. J. d. L.A. 1903, S. 37, 324.
26. Gagel, Bemerkungen über die obere Grundmoräne bei Lauenburg. J. d. L.A. 1903, S. 158.
27. Derselbe, Endmoränen in Masuren. J. d. L.A. 1904, S. 815.
28. Maas, Endmoränen in Westpreußen. J. d. L.A. 1900, S. 93—148.
29. v. Linstow, Jungglaziale Feinsande des Fläming. J. d. L.A. 1902, S. 278 bis 296.
30. Keilhack, Eine Drumlinlandschaft in Norddeutschland. J. d. L.A. 1896, S. 163—189.
31. Müller, Der Kuhgrund bei Lauenburg. J. d. L.A. 1897, S. 93.
32. Berendt, Schröder u. Wahnschaffe, Neue Forschungen auf dem Gebiete der Glazialgeologie in Norddeutschland. J. d. L.A. 1896, S. 163—189.
33. Monke, Bericht über die Blätter Ebstorf und Bevensen. J. d. L.A. 1901. S. 625—629.
34. Benecke, Vorchristliche Friedhöfe im Landkreise Harburg. Wanderer, Heft 1 u. 2, 1908.
35. Müller, Erläuterungen zu Blatt Lauenburg (vgl. J. d. L.A. 1899, S L).
36. Köert, Erläuterungen zu Blatt Artlenburg.
37. Müller, Erläuterungen zu Blatt Lüneburg.
38. Jahreshefte des Naturwissenschaftlichen Vereins Lüneburg.
39. Linde, Die Lüneburger Heide. Bielefeld 1905.

43. Grädner, Die Heide Norddeutschlands. Leipzig 1901.
44. Guthe, Die Lande Braunschweig und Hannover, 1867.
45. Hamburger Wanderbuch, Bd. II.
46. Führer durch Lüneburg, 1905.
47. Führer durch Harburg und Umgebung, 1907.
48. Penck, Das Deutsche Reich. Leipzig 1887.
49. Frech, Das Antlitz der Tiroler Zentralalpen. Z. d. d.-ö. A.V. 1903, S. 13.
50. Weber, Über die fossile Flora von Honerdingen (Abhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins Bremen, 1890).
51. Zimmermann, Untersuchungen über das Aussterben des Nadelholzes in der Lüneburger Heide. Zeitschr. f. Forst- u. Jagdwesen 1908.
52. Gagel, Über eozäne Tuffschichten und paleozäne Transgressionen. J. d. L.A. 1906, S. 48—62.
53. Derselbe, Über eozäne und paleozäne Ablagerungen. J. d. L.A. 1907, S. 150.
54. Derselbe, Über einen Grenzpunkt der letzten Vereisung in Holstein. J. d. L.A. 1907, S. 581—586.
55. Dammer, Über einige neue Fundpunkte von interglazialen Schichten in der Lüneburger Heide. J. d. L.A. 1907, S. 658.
56. Tutkowsky, Zur Frage und Bildung des Löß. Geol. Zentralbl. 1901, S. 405—409.
57. Keilhack, Erläuterungen zu den Blättern Klepzig, Niemegk, Stakelitz, Görzke, Belzig und Brück.
58. Meitzen, Siedlung und Agrarwesen der Germanen, 1895.
59. Stappenbeck, Die nordhannöversche Kiesmoränenlandschaft. Z. d. g. G. 1905.
60. Gagel, Neuere Beobachtungen über Störungen im Lüneburger Turon. Z. d. g. G. 1905, S. 165 u. 271.
61. Olbricht, Die Lüneburger Heide. Geogr. Zeitschr. 1908.
62. v. Linstow, Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland. J. d. L.A. 1905, S. 484.
63. Deecke, Die südbaltischen Sedimente und ihr Zusammenhang mit dem baltischen Schilde. Zentralbl. 1905, S. 195.
64. Upham, The glazial Lake Agassiz, 1895.
65. Coleman, Interglazial in Kanada, 1905.
66. Penck, Das Alter des Menschengeschlechtes. Zeitschr. f. Ethnologie 1908, S. 390.
67. Chamberlin, Terminal Moraines of the second glaciation. Ann. Report of the Un. States geol. Survey 1881.
68. Leverett, Glacial formations oft the Erie a. Ohio basins. Mon. XLI, 1902.
69. H. Spethmann, Die Genetik des südwestlichen Baltikums. Geogr. Anz. 1907, S. 123—125.
70. G. Müller u. C. A. Weber, Eine frühdiluviale und präglaziale Flora bei Lüneburg. Abh. d. L.A. Neue Folge 1904, Heft 40.
71. Machacek, Über Rückzugsmoränen in Norwegen. Zeitschr. f. Gletscherkunde Bd. II, S. 213.
72. Derselbe, Referat über W. C. Brögger: Strandliniens beliggenhed etc. Zeitschr. f. Gletscherkunde Bd. I, S. 359.
73. Derselbe, Referat über Jessen: Beskrivelse til Kortbladene Aalborg og Nibe. Zeitschr. f. Gletscherkunde Bd. II, S. 73.
74. Das Elbstromwerk: Herausgeg. v. d. kgl. Elbstrombauverwaltung. Berlin 1899.
75. Das Weserstromwerk. Berlin 1907.
76. Frech u. Geinitz, Das Quartär. Lethaea geognostica.
77. Geinitz, Die Eiszeit. Braunschweig 1906.
78. Brohm, Helgoland in Geschichte und Sage, 1908.
79. Geikie, The great Ice age. London 1894.
80. v. Hammerstein, Der Bardengau. Hannover 1869.
81. Hauthal, Gletscherbilder aus der argentinischen Kordillere. Z. d. d.-ö. A.V. 1904, S. 30 f.
82. Penck, Gletscherstudien im Sonnblickgebiet. Z. d. d.-ö. A.V. Bd. XXVIII. S. 71.

83. Werth, Studien zur glazialen Bodengestaltung der skandinavischen Länder. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde. Berlin 1907, S. 27 u. 87.

84. Bielefeld, Die Geest Ostfrieslands. Forschungen z. deutschen Landeskunde 1906.

85. Pjetursson, Einige Ergebnisse seiner Reise in Südisland im Sommer 1906. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde. Berlin 1907, S. 597.

86. v. Drygalski, Grönlandexpedition der Gesellschaft für Erdkunde.

87. Keilhack, Stillstandslagen des letzten Inlandeises. J. d. L.A. 1898.

88. Geinitz, Veränderungen des Ostseebeckens zur quartären Abschmelzperiode. Petermanns Mitteilungen 1903, S. 25.

89. G. Braun, Beiträge zur Geologie des nördlichen Apennin. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde 1907, S. 441 u. 510.

90. Passarge, Kalkschlammablagerungen in den Seeen von Lychen. J. d. L.A. 1901, S. 79.

91. Keilhack, Die baltische Endmoräne in der Neumark und in Hinterpommern. J. d. L.A. 1893, S. 180.

92. Penck, Die Geschiebeformation Norddeutschlands. Z. d. g. G. 1879.

93. Manecke, Beschreibung der Städte und Ämter im Fürstentum Lüneburg. Celle 1858.

94. Leverett, The Illinois glac. lobe. Mon. 1899.

95. H. Stone, The glacial gravels of Maine. Mon. 1899.

96. Schucht, Geologische Beobachtungen im Hümling. J. d. L.A. 1906. S. 301.

97. Gagel, Beobachtungen über die obere Grundmoräne bei Lauenburg, J. d. L.A. 1903, S. 458.

98. Schulz, Die Entwicklungsgeschichte der phanerogamen Flora des nordd. Tieflandes. Berichte der deutschen botanischen Gesellschaft 1907.

99. Ampferer, Gehängebreccien in den nördlichen Kalkalpen. J. d. R.A. 1907, S. 727—752.

100. Olbricht, Die Probleme des unteren Ilmenautales. Wanderer 1904.

101. Geinitz, Grundzüge der Landeskunde Mecklenburgs, 1899.

102. Gagel, Über Bohrungen und ein pflanzenführendes Interglazial bei Elmshorn. J. d. L.A. 1904, S. 246.

103. Krause, Endmoränen im Samlande. J. d. L.A. 1904, S. 369.

104. Gagel, Über die südliche und östliche Ausbreitung der oberen Grundmoräne bei Lauenburg. J. d. L.A. 1905, S. 434.

105. Wüst, Die paläolithischen Fundschichten und Funde von Weimar. Zentralbl. f. Min. 1908, S. 197—210.

106. Derselbe, Untersuchungen über das Pliozän und das älteste Pleistozän Thüringens. Stuttgart 1900.

107. Geinitz, Die Einheitlichkeit der quartären Eiszeit. Neues Jahrb. f. Min. 1902, S. 1—98.

109. Elbert, Entwicklung des Bodenreliefs in Vorpommern u. Rügen etc. Mitt. d. Ver. f. Erdk. Greifswald, VIII, S. 141; X, S. 61.

110. Klose, Die alten Stromtäler Vorpommerns. Ebenda IX, S. 27—110.

111. Elbert, Landverluste an der Küste Rügens etc. Ebenda X, S. 1—28.

112. Schlüter, Die Siedlungen im nordöstlichen Thüringen. Berlin 1903.

113. Schulz, Die Wandlungen des Klimas, der Fauna etc. der Alpen und ihrer Umgebung vom Beginn der letzten Eiszeit etc. Zeitschr. f. Naturwissensch. 1904, S. 41—70.

114. Schulz, Das Schicksal der Alpenvergletscherung nach dem Höhepunkt der letzten Vereisung. Zentralbl. f. Min. 1904, S. 266—274.

115. Bogoljubow, Über die Phasen der interglazialen Epoche im Gouvernement Moskau. L'Annuaire geol. et min. de la Russie 1907.

116. O. Ampferer, Die Entstehung der Inntalterrassen. Abh. d. k. k. R.A. Wien 1908, S. 87—109.

117. Götz, Das Klima der neolithischen Zeit. Verh. d. deutschen Geographentages. Nürnberg 1907.

118. Keilhack, Das Auftreten zweier verschiedenaltriger Lösse in der Umgebung von Altenburg und Meuselwitz. Z. d. g. G. 1899, S. 179.

119. Derselbe, Die Geikiesche Gliederung der norddeutschen Glazialablagerungen. J. d. L.A. 1895, S. 111—124.

120. Klockmann, Die südliche Verbreitungsgrenze des oberen Geschiebemergels. J. d. L.A. 1884, S. 238—266.

121. v. Linstow, Die organischen Reste der Trias von Lüneburg. J. d. L.A. 1903, S. 122—164. (S. 161: Aufzählung der Spezialliteratur über Lüneburg.)

122. Hellmann, Regenkarte von Hannover und Schleswig-Holstein.

123. Wahnschaffe, Eine Radtour in der Lüneburger Heide. Globus, Jahrg. 78, S. 185.

124. Grund, Die Veränderungen der Topographie im Wiener Becken etc. Pencks geogr. Abh. Leipzig 1901.

125. Götzinger, Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. Pencks geogr. Abh. Leipzig 1907.

126. A. Missuna, Endmoränen in Westrußland und Litauen. Z. d. g. G. 1902, S. 284.

127. Machacek, Dänemark. Geogr. Zeitschr. 1906, S. 361.

128. Dammer, Über das Auftreten zweier ungleichaltriger Lösse zwischen Weißenfels und Zeitz. J. d. L.A. 1908, Heft 2.

129. Keilhack, Der baltische Höhenrücken in Hinterpommern und Westpreußen. J. d. L.A. 1889, S. 149—214.

131. Derselbe, Die Drumlinlandschaft in Norddeutschland. J. d. L.A. 1897, S. 103—188.

132. Stolley, Das Alter des ostfriesischen Tuul. Neues Jahrb. f. Min. 1905, S. 15.

133. Meyn, Geognostische Beschreibung der Insel Sylt und ihrer Umgebung. Berlin 1876.

135. Wüst, Neues über die paläolithischen Fundstätten in der Gegend von Weimar. Zeitschr. f. Naturwissensch. 1908.

136. Schöne, Beiträge zur physikalischen Geographie des Fläming. Wissenschaftl. Abh. d. Ver. f. Erdk. Leipzig 1899.

137. Spethmann, Glaziale Stillstandslagen im Gebiete der mittleren Weser. Mitt. d. geogr. Gesellsch. zu Lübeck 1908.

139. Penck, Interglaziale Ablagerungen im Etschgebiet. Z. d. g. G. 1907, S. 4.

140. Löns, Die Wirbeltiere der Lüneburger Heide. Jahreshefte des naturwissenschaftl. Vereins zu Lüneburg, XVII (1905—1907), S. 77.

141. Solger, Rückzug des diluvialen Inlandeises aus dem mittleren Norddeutschland. Z. d. g. G. Monatsbericht 1908, S. 215.

142. Schneider, Über den inneren Bau des Gollenbergs bei Köslin. J. d. L.A. 1903, S. 410—419.

143. Wüst, Die paläolithischen Fundschichten der Gegend von Weimar. Zentralbl. f. Min. 1908, S. 197.

144. Müller, Vor- und frühgeschichtliche Altertümer der Provinz Hannover. Herausgeg. von J. Reimers. Hannover 1893.

145. Derselbe, Die Provinz Hannover. Geschichts-, Kultur- und Landschaftsbilder. Herausgeg. von H. Meyer. Hannover 1888.

146. Olbricht, Schleswig-Holstein. G. Z. 1909.

147. E. Wüst, Die Gliederung und Altersbestimmung der Lößablagerungen Thüringens etc. Zentralbl. f. Min. 1909, S. 385.

Abkürzungen.

Z. d. g. G. = Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft.
J. d. L.A. = Jahrbuch der kgl. preuß. geologischen Landesanstalt.
Mon. = Monographs of the U. S. geol. survey.
Z. d.-ö. A.V. = Zeitschrift des deutsch-österreichischen Alpenvereins.
M. H. = Mitteilungen des Vereins für Erdkunde zu Halle a. S.

Lebenslauf.

Am 23. Februar 1886 wurde ich, Konrad Karl Olbricht (Sohn des jetzigen Ersten Staatsanwalts Olbricht, Lüneburg) in Breslau geboren. Nach Besuch der Gymnasien in Öls, Halle, Köln und Lüneburg erlangte ich in Lüneburg 1905 das Zeugnis der Reife und studierte in Straßburg, Halle, Berlin, Tübingen und Halle Geographie, Geologie, Mathematik, Physik und Naturwissenschaften. Am 23. Februar 1909 bestand ich in Halle das Rigorosum.

Vorlesungen und Übungen belegte ich bei folgenden Herren Professoren und Dozenten: in Straßburg Benecke, Braun, Gerland, Rudolph, ornquist, Wislicenus; in Berlin Börnstein, Knoblauch, Penck, Schwarz, Stumpf, Wahnschaffe, in Tübingen Koken, Paschen, Sapper; in Halle Brückner, Dorn, Fries, Philippson, Schenk, Scupin, Uphues, Walther, Wangerin.

Allen diesen Herren bin ich zu Dank verpflichtet, insbesondere Herrn Prof. Dr. Philippson, der die Abfassung dieser Arbeit, deren Thema ich mir selbst gewählt hatte, freundlichst unterstützte.